



**HAL**  
open science

# FORMATION ET EVOLUTION DES CANYONS SOUS-MARINS DU GOLFE DU LION: RELATION AVEC LES CYCLES GLACIO-EUSTATIQUES

Baztan Juan

► **To cite this version:**

Baztan Juan. FORMATION ET EVOLUTION DES CANYONS SOUS-MARINS DU GOLFE DU LION: RELATION AVEC LES CYCLES GLACIO-EUSTATIQUES. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2004. Français. NNT: . tel-00425079

**HAL Id: tel-00425079**

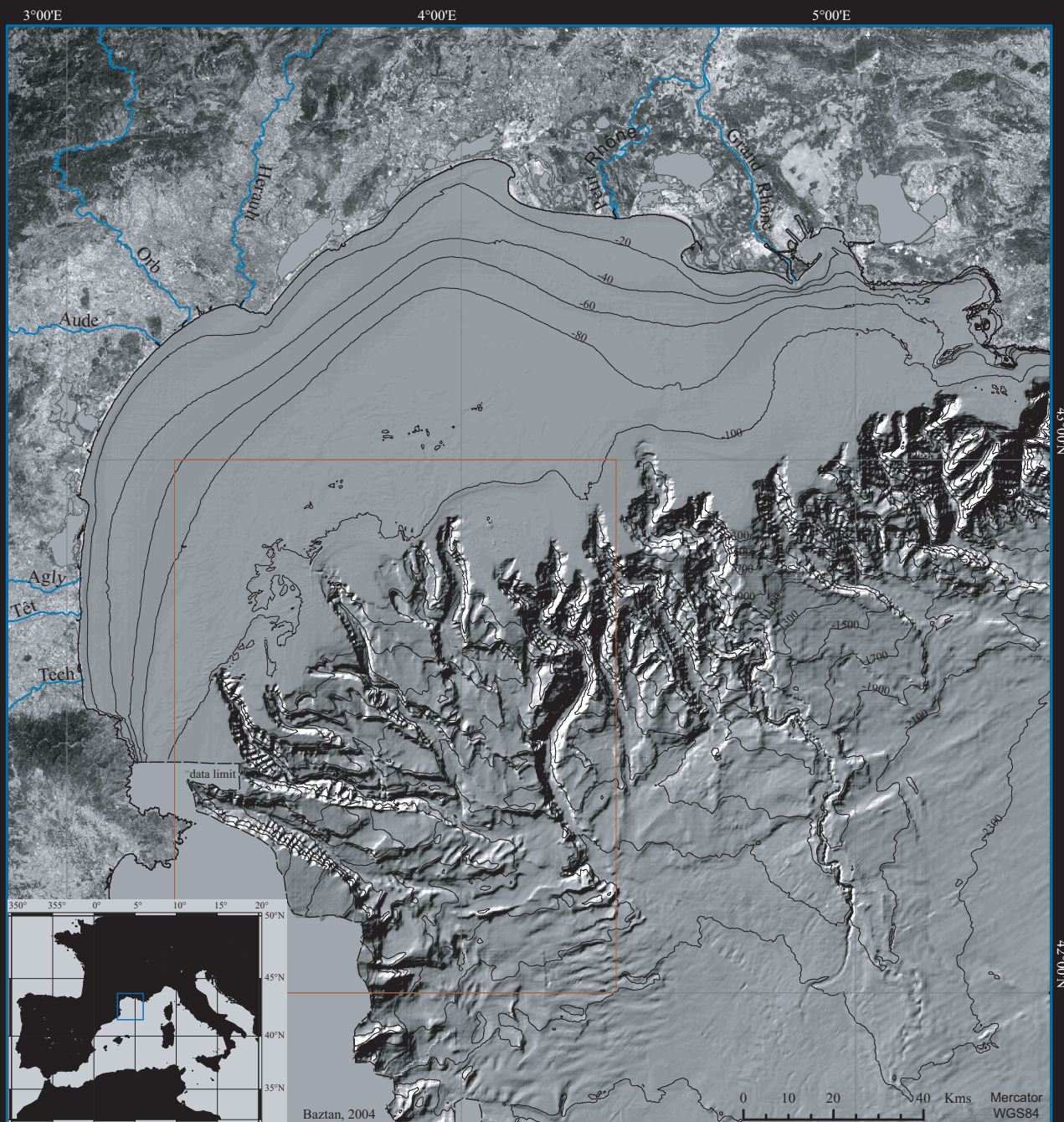
**<https://theses.hal.science/tel-00425079>**

Submitted on 19 Oct 2009

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

# FORMATION ET EVOLUTION DES CANYONS SOUS-MARINS DU GOLFE DU LION: RELATION AVEC LES CYCLES GLACIO-EUSTATIQUES



THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE  
SPECIALITE : GEOSCIENCES MARINES

Juan Baztan

Devant la commission d'examen composée par :

M. J.-P. REHAULT  
M. M. CANALS  
M. S. BERNE  
M<sup>me</sup>. B. ALONSO  
M. F. GUILLOCHEAU  
M<sup>lle</sup>. M. RABINEAU  
M. J.-L. OLIVET  
M. T. DOS REIS

Professeur, IUEM, Brest  
Professeur, GRC-GM Univ. Barcelone  
Chercheur, IFREMER, Brest  
Professeur, CMIMA-CSIC, Barcelone  
Professeur, Univ. Rennes 1, Rennes  
Chercheur, CNRS, Brest  
Chercheur, IFREMER, Brest  
Professeur, UE Rio de Janeiro

Directeur de thèse  
Co-directeur de thèse  
Co-directeur de thèse  
Rapporteuse  
Rapporteur  
Examinatrice  
Invité  
Invité



*Avant-propos*

La recherche devrait être une des plus grandes aventures spirituelles que l'homme peut entreprendre plus que une misérable course au pouvoir. Elle s'éloigne à grande vitesse du principe de construction humble, honnête et humaine qui un jour lui était propre.

Nous sommes tous responsables de l'évolution de la recherche et, si l'on se consacre à répondre aux questions pratiques en se laissant piéger par la facilité dans un système de services, on oubliera comment poser les questions fondamentales...

...et on deviendra un troupeau de moutons malades. Tel me semble la tendance actuelle.





*Un des esprits les plus éveillés de la période dans la quelle on habite a été, à mon regard, Cortazar. Dont l'un de ses travaux : "Marelle", trace l'histoire d'une génération en quête de son équilibre. Pour commencer il donne la possibilité au lecteur de lire les chapitres: 1, 2, 3, 4, ... ou bien, juste, tout un autre parcours ...pour arriver (d'une façon ou d'une autre) à une bonne vision de l'ensemble. Regardez de manière semblable, le long des pages, mon travail: 1, 2, 3, ...400, ... ou bien: 1, 3, 4, 19, 27, 161, 297, 302, 304, 343 et 403 et d'une façon ou d'une autre, en fonction de vos disponibilités, intérêts ou envies, lirez vous ce travail.*

## *Sommaire*



<b>CHAPITRE-I: Historique des recherches sur les canyons sous marins</b>	<b>14</b>
<b>CHAPITRE-II: Cadre général du golfe du Lion</b>	<b>26</b>
<b>II.1. Cadre géographique et géologique</b>	<b>27</b>
II.1.1.L'orogène pyrénéen	28
II.1.2.Le rifting oligo-aquitainien et l'ouverture du bassin Liguro-Provençal	31
II.1.3.Période " post-rift " (Burdigalien-Tortonien)	36
II.1.4.L'événement messinien	39
II.1.5.La tectonique salifère	44
II.1.6.Pliocène-Quaternaire	46
<b>II.2. Physiographie actuelle du golfe du Lion</b>	<b>48</b>
II.2.1.La plate-forme continentale du golfe du Lion	49
II.2.2.La pente continentale du golfe du Lion	52
II.2.3.Le glacis continental	53
II.2.4.La plaine abyssale	56
<b>II.3. Hydrodynamique, climat et processus sédimentaires</b>	<b>57</b>
II.3.1.Le climat actuel de la Méditerranée occidentale et son influence sur la dynamique sédimentaire	57
II.3.2.Bassins versants, apports détritiques et dynamique fluviale des fleuves du golfe du Lion	58
II.3.3.Facteurs hydrodynamiques en Méditerranée occidentale	61
<b>II.4. Contexte climatique et chrono-stratigraphique</b>	<b>73</b>
II.4.1.Chronostratigraphie du Quaternaire	73
II.4.2.Les cycles climatiques en Méditerranée	76
II.4.3.Eustatisme, circulation et flux sédimentaire	83
<b>CHAPITRE-III: Données et méthodes</b>	<b>86</b>
<b>III.1. Données</b>	<b>87</b>
III.1.1. Données bathymétriques	87
III.1.1.1. Données SHOM de la plate-forme	87
III.1.1.2. Données multifaisceaux IFREMER	89
III.1.1.2.1. L'acquisition	89
III.1.1.2.2. Le traitement	92
III.1.2. Données sismiques	93
III.1.2.1. Les données de sondeur de sédiment	96
III.1.2.1.1. L'acquisition	96
III.1.2.1.2. Le traitement	97
III.1.2.2. Les données THR	97
III.1.2.2.1. L'acquisition	97

III.1.2.2.2. Le traitement _____	98
III.1.2.2.3. Calcul des croisements _____	102
III.1.2.2.4. Problèmes soulevés et solutions proposées _____	103
III.1.2.3. Les données multitraces _____	104
III.1.2.3.1. L'acquisition _____	105
III.1.2.3.2. Le traitement _____	106
III.1.2.3.3. Calcul des croisements _____	107
III.1.3. Calage stratigraphique _____	108
III.1.3.1. Forages pétroliers _____	108
III.1.3.2. Carottes _____	109
III.1.4. Positionnement _____	110
<b>III.2. Méthodes _____</b>	<b>111</b>
III.2.1. Exploitation des données bathymétriques _____	111
III.2.2. Exploitation des données sismiques _____	114
III.2.2.1. Données de sondeur de sédiment _____	114
III.2.2.2. Sparker et multitrace _____	115
III.2.2.2.1. La stratigraphie sismique _____	115
III.2.2.2.2. La stratigraphie séquentielle _____	118
III.2.2.2.2.1. Accommodation et flux sédimentaire _____	119
III.2.2.2.2.2. Vitesses de variation et répartition différentielle des dépôts _____	120
III.2.2.2.3. La stratigraphie génétique _____	123
III.2.2.2.3.1. Le modèle conceptuel de Séquences Génétiques [(Galloway, 1989)]__	123
III.2.2.2.3.2. Le modèle de régression forcée : Plint, 1988, Posamentier, 1992. ____	127
III.2.2.2.3.3. Le modèle de trajectoire de la ligne de rivage : Helland-Hansen, 1996. 130	130
III.2.2.2.3.4. Le modèle de “ théorie des régimes “ : Sloss, (1962) ; Swift and Thorne, (1991). 132	132
III.2.2.2.3.5. Le modèle lié à la limite d'action des vagues de tempête : Einsele ____	134
III.2.2.2.4. La stratigraphie séquentielle et génétique et les canyons sous-marins dans ces approches 135	135
III.2.3. Pour l'exploitation des carottes _____	137
III.2.3.1. Mesures non destructives _____	137
III.2.3.1.1. Mesure de la gamma-densité _____	137
III.2.3.1.2. Mesure de la vitesse du son _____	138
III.2.3.1.3. Mesure de la susceptibilité magnétique _____	139
III.2.3.2. Mesures destructives _____	139
III.2.3.2.1. Échantillonnage pour datation _____	139
III.2.3.2.2. Mesures géotechniques _____	140
III.2.3.2.2.1. scissomètre _____	140
III.2.3.2.2.2. L'oedomètre _____	141



<b>CHAPITRE-IV: Morphologie de la plate-forme externe et de la pente continentale du golfe du Lion</b>	<b>146</b>
<b>IV.1. Présentation de la carte morpho-structurale</b>	<b>147</b>
IV.1.1. Le rebord de plate-forme continentale:	147
IV.1.2. Fond des canyons	149
IV.1.3. Fond de vallée secondaire	153
IV.1.4. Surface remarquable	154
IV.1.5. Crête	154
IV.1.6. Versant à forte pente	154
IV.1.7. Talus	154
IV.1.8. Rupture secondaire de pente	155
IV.1.9. Champ de failles listriques liées à la tectonique salifère	155
IV.1.10. Niches de décollement et édifice majeur de glissements	156
IV.1.11. Gorge de raccordement	157
IV.1.12. "Pockmarks"	158
IV.1.13. Autres indicateurs morphologiques	159
IV.1.13.1. Valeurs de pente	159
<b>IV.2. Analyse morpho-quantitative des canyons sous-marins du golfe du Lion</b>	<b>163</b>
IV.2.1. Le canyon du Cap de Creus	165
IV.2.2. Le canyon de Lacaze-Duthiers	174
IV.2.3. Le canyon Pruvot	182
IV.2.4. Le canyon Bourcart	186
IV.2.5. Le canyon de l'Hérault	191
IV.2.6. Le canyon de Sète	198
<b>IV.3. Synthèse et discussion sur les traits morphologiques observés</b>	<b>205</b>
IV.3.1. Parties principales des canyons sous-marins	205
IV.3.2. Les têtes des canyons : caractère rétrogressif avec bilan progradant	205
IV.3.3. L'asymétrie des flancs dans la partie intermédiaire : conséquence et marqueur des épisodes érosifs successifs	208
IV.3.4. La partie terminale : perte de compétence des processus érosifs	209
IV.3.5. Le type de courbure des profils longitudinaux	209
IV.3.6. Le niveau de base et le profil d'équilibre des canyons	212
IV.3.7. Les vallées perchées	212
IV.3.8. Autres phénomènes de capture	214
IV.3.9. Les glissements en masse perpendiculaires à la marge : en relation avec l'incision axiale. Les glissements parallèles à la marge : en relation avec le fluage du sel en bas de la pente.	215
IV.3.10. Les terrasses sous-marines : ne sont pas des analogues des terrasses fluviales	216

---

## **CHAPITRE-V: Architecture sismo-stratigraphique de la zone d'étude; relation avec les canyons sous-marins \_\_\_\_\_ 220**

<b>V.1. Interprétations sismo-stratigraphiques des séquences de dépôt du Quaternaire sur la plate-forme du golfe du Lion _____</b>	<b>221</b>
V.1.1. Monaco, 1971 _____	221
V.1.2. Got, 1973 _____	225
V.1.3. Aloisi, 1973, 1975, 1978 _____	228
V.1.4. Aloisi 1986 _____	229
V.1.5. Tesson, Gensous <i>et al.</i> , 1989-2000 _____	234
V.1.6. Torres-1995 _____	238
V.1.7. Rabineau-2001 _____	241
<b>V.2. Nouvelles données sismiques et nouvelles observations. _____</b>	<b>244</b>
V.1.8. Le sondeur de sédiments _____	244
V.1.8.1. Distribution et signification des échofaciès _____	245
V.1.9. Données haute résolution _____	248
V.1.9.1. Les discontinuités majeures de la plate-forme externe au haut de pente _____	248
(1) Rabineau a-t-elle « raté » un cycle ? Dans ce cas, l'âge des surfaces D70, D60 serait juste mais il faudrait décaler les autres surfaces d'un cycle. _____	293
(2) D55 a-t-elle une autre signification ? _____	293
V.1.9.2. Remplissage versus érosion : les vallées fossiles de la plate-forme externe. _____	300
V.1.9.3. Période de mise en place et cadre stratigraphique _____	314
V.1.10. La sismique multitrace : Corrélation plate-forme/pente continentale, pour l'ensemble du Plio-Quaternaire _____	321

## **CHAPITRE VI : Mécanisme d'évolution et modèle général de fonctionnement \_\_\_\_\_ 340**

---

<b>VI-1. Le mécanisme d'évolution des canyons sous-marins : l'incision axiale _____</b>	<b>342</b>
VI.1.1. Etude sismique et morphologique : Article <i>in press</i> _____	342
VI.1.2. Essai de simulation de l'activité de l'incision axiale : étude du facteur de sécurité (FOS) _____	392
VI.1.3. Etude des propriétés mécaniques sur carottes _____	394
<b>VI-2. Conditions de mise en place de l'incision axiale, courants hyperpycnaux et connexion fluviale _____</b>	<b>396</b>
VI.2.1. Les canyons actuellement déconnectés des fleuves : _____	399
VI.2.1.1. Le canyon de l'Amazone _____	399
VI.2.1.2. Le canyon du Rhône _____	400
VI.2.1.3. Le canyon du Danube _____	402



VI.2.2.	B) Les canyons actuellement connectés aux fleuves :	403
VI.2.2.1.	Le canyon du Zaïre	403
VI.2.2.2.	Le canyon de l'Indus	406
<b>VI-3.</b>	<b>Intégration du canyon dans l'ensemble du système sédimentaire : modèle proposé</b>	<b>408</b>
VI.3.1.	Modèle de fonctionnement proposé	409
<b>CONCLUSION</b>		<b>413</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>		<b>418</b>
<b>Liste de figures</b>		<b>444</b>

## *Chapitre I :*

### *Historique des recherches sur les canyons sous-marins*

La découverte des canyons sous marins est contemporaine des explorations du XIX<sup>ème</sup> siècle qui marquent le début des observations naturalistes marines à l'échelle planétaire. Les explorateurs étaient accompagnés des naturalistes les plus notables du siècle : l'allemand Humboldt (1769-1859), le russe Krouzenchtern (1770-1846), le suisse Agassiz (1807-1873), le britannique Darwin (1809-1882) et l'américain Dana (1813-1895) sont quelques exemples des esprits qui, pendant cette période, révolutionnent l'histoire naturelle et modifient durablement la conception que se fait l'homme de sa place dans l'Univers.

De nombreux ouvrages et correspondances témoignent de l'échange d'idées qui caractérise cette époque. Ce regard large est accompagné par un effort des différents gouvernements pour cartographier leurs territoires sous-marins (de façon aussi détaillée que le développement technique le permettait). Ainsi le "Coast Survey" des Etats-Unis est fondé en 1806.

En 1849, le "Coast Survey" met en évidence et décrit la bordure du plateau et de la pente continentale, pendant l'étude du "Gulf Stream". Un an plus tard, en 1850, les sondages dans la baie de Monterrey montrent l'existence d'un "trou sans fond" : le câble du sondeur d'une longueur de 120 brasses se casse en laissant la première trace connue du contraste de profondeur qui caractérise les vallées sous marines (Figure I-1).

Cette observation ne sera publiée qu'à la fin de la saison hydrographique de 1857 avec les mots du commandant Alden " *It will be perceived, by referring to the general chart of the bay, that there is a deep sub-marine valley, or "gulch," directly in the middle of it, wide at the mouth, (taking the fifty fathom curve) but narrowing very much as it approaches the shore, where deep water is found close to the very beach, and we discovered that this was the only practicable landing throughout the exposed portions of the bay* " (d'après *Annual Report of the Superintendent of the Coast Survey, 1857*). La même année, en Allemagne, est réalisée le premier puit de pétrole, fait qui marque le début de la course pétrolière qui conditionne un bon " morceau " de la partie " rentable " du rythme planétaire.

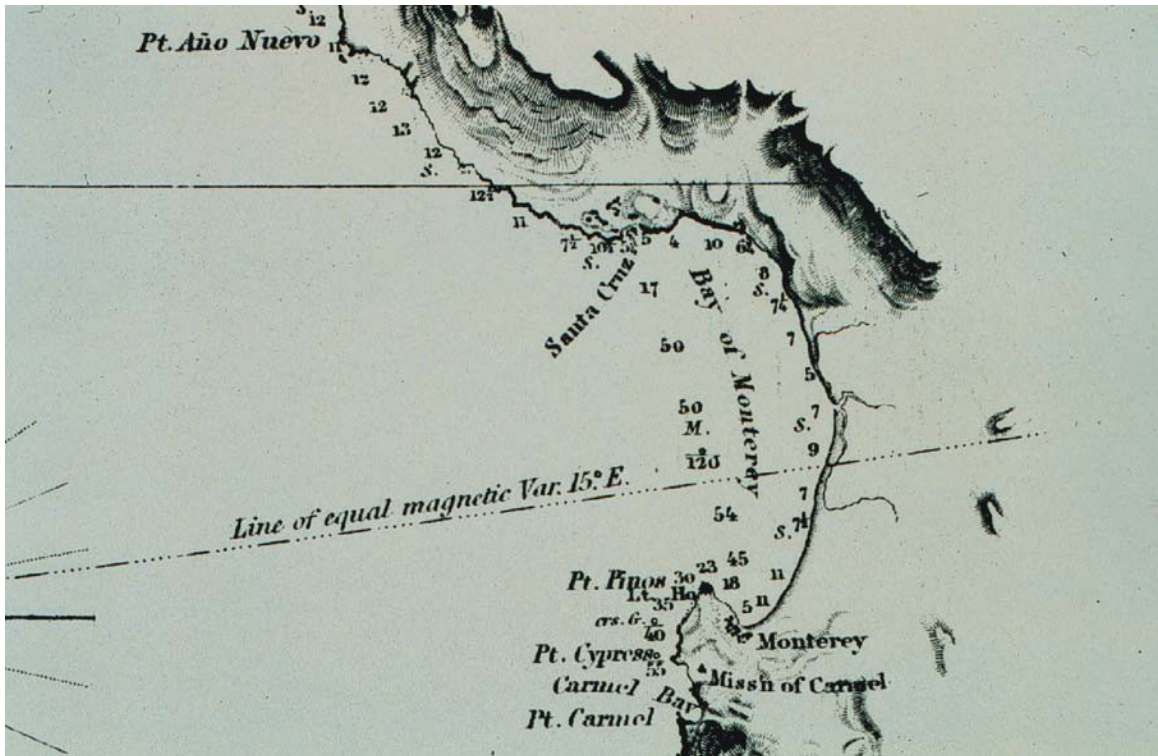


Figure I-1 : Carte de 1850 du “Coast Survey” des Etats Unis montrant l’existence d’un fort contraste bathymétrique à l’intérieur de la baie de Monterey ; la sonde passe de 50 brasses à 120 brasses pour se trouver à 54 brasses dans la mesure suivante.

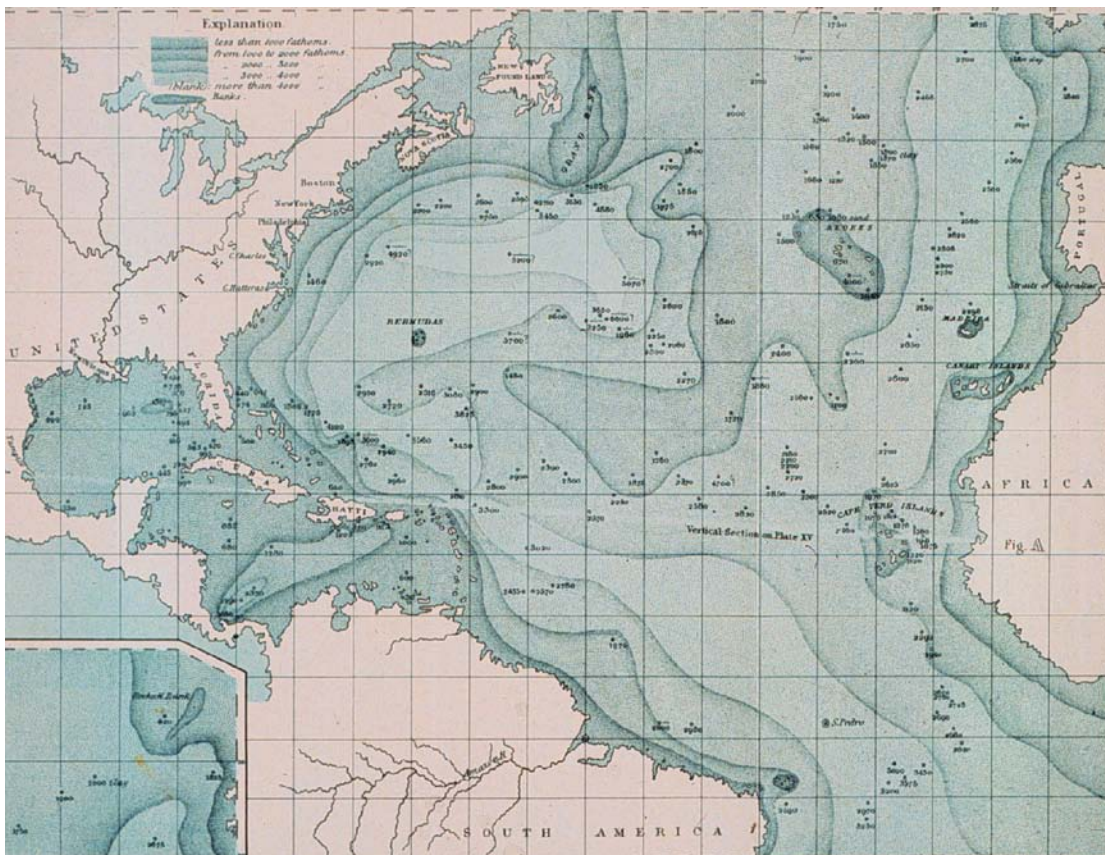


Figure I-2 : Carte de Maury, éditée dans “The Physical Geography of the Sea” (Maury, 1855).



En **1855**, M. F. Maury publie “The Physical Geography of the Sea”, ouvrage où l’on trouve la première carte bathymétrique de la planète ; la partie qui correspond à l’Atlantique centrale peut être observée dans la Figure I-2.

C’est dans les années 1860 (marquées par la guerre civile américaine 1861-1865) qu’on trouve la première édition du manuel de géologie de Dana (Dana, 1863) avec l’intégration des canyons dans la physiographie sous-marine. Malgré cette édition de référence, ce n’est que dans les années 1870 que l’océanographie mondiale reprend son élan. Quatre ans d’expéditions (1873-1876) dirigées par Sir Wyville Thomson (1830-1882) à bord du bateau britannique *Challenger* permettent la publication - par Sir John Murray après la mort de Thomson - des cinquante volumes qui récapitulent les résultats et découvertes. Pendant la même période (1872-1878), le “Coast Survey” continue son travail dans le golfe du Mexique à bord du *Blake* et publie une nouvelle carte bathymétrique fruit de la collaboration entre Alexander Agassiz (1807-1873) et Charles D. Sigsbee (1845-1923) (Figure I-3).

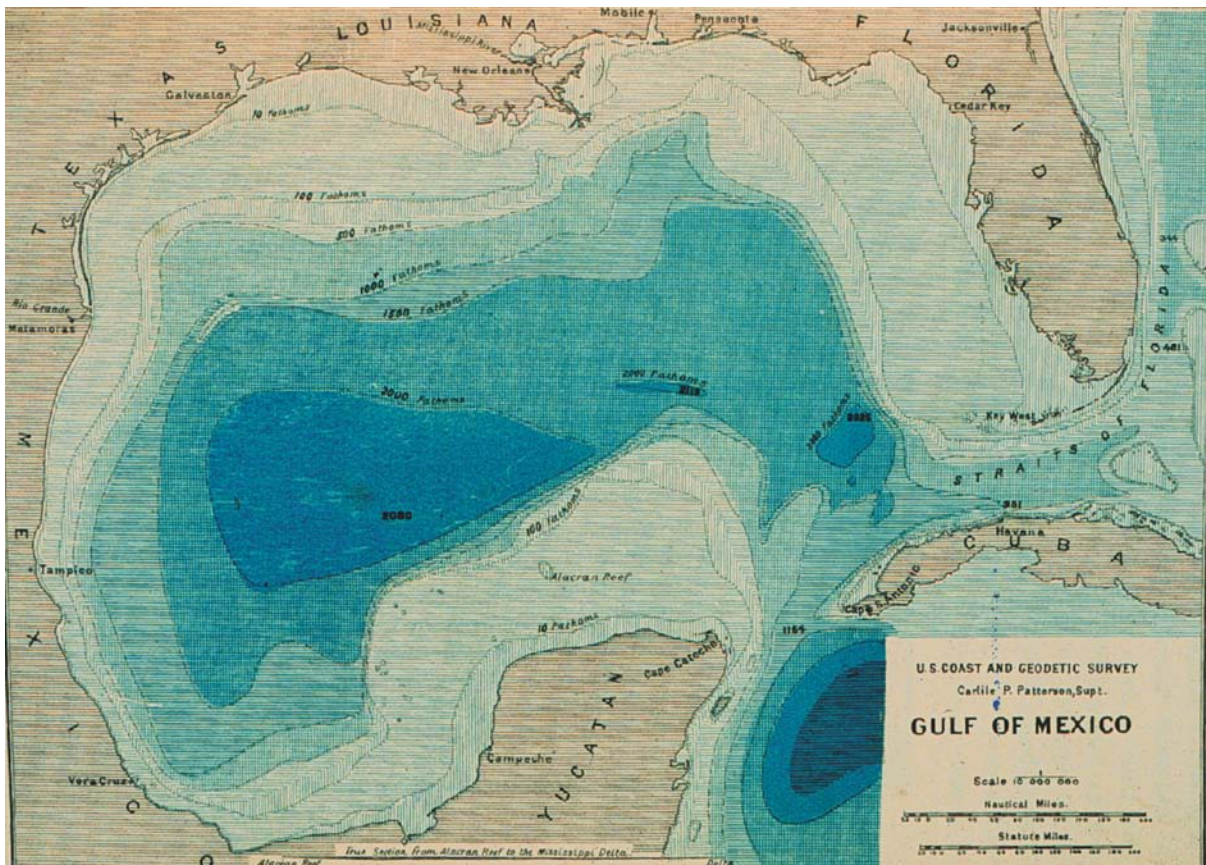


Figure I-3 : Carte bathymétrique du Golfe du Mexique où l’on observe, à l’embouchure du Mississippi, l’existence d’une vallée sous-marine et son delta associé ( “ coast survey ”, 1878) .

En **1892**, le naturaliste et père de la limnologie, François-Alphonse Forel (1841-1912), publie ses travaux sur le lac Léman (Forel, 1892) et explique l’existence des courants de



turbidité et leurs relations avec les ravins sous aquatiques, identifiant ainsi un élément fondamental pour la compréhension des processus sédimentaires en milieu sous-marin. Un an après est publiée la première description des canyons méditerranéens : le Cap de Creus et Lacaze-Duthiers (Pruvot, 1893, à bord du Rolland).

Les explorations dans le monde continuent et George Davidson publie la première représentation d'un contourage bathymétrique d'un canyon sous-marin (Davidson, 1897). Le contourage correspond à la vallée sous marine de Monterey (Figure I-4).

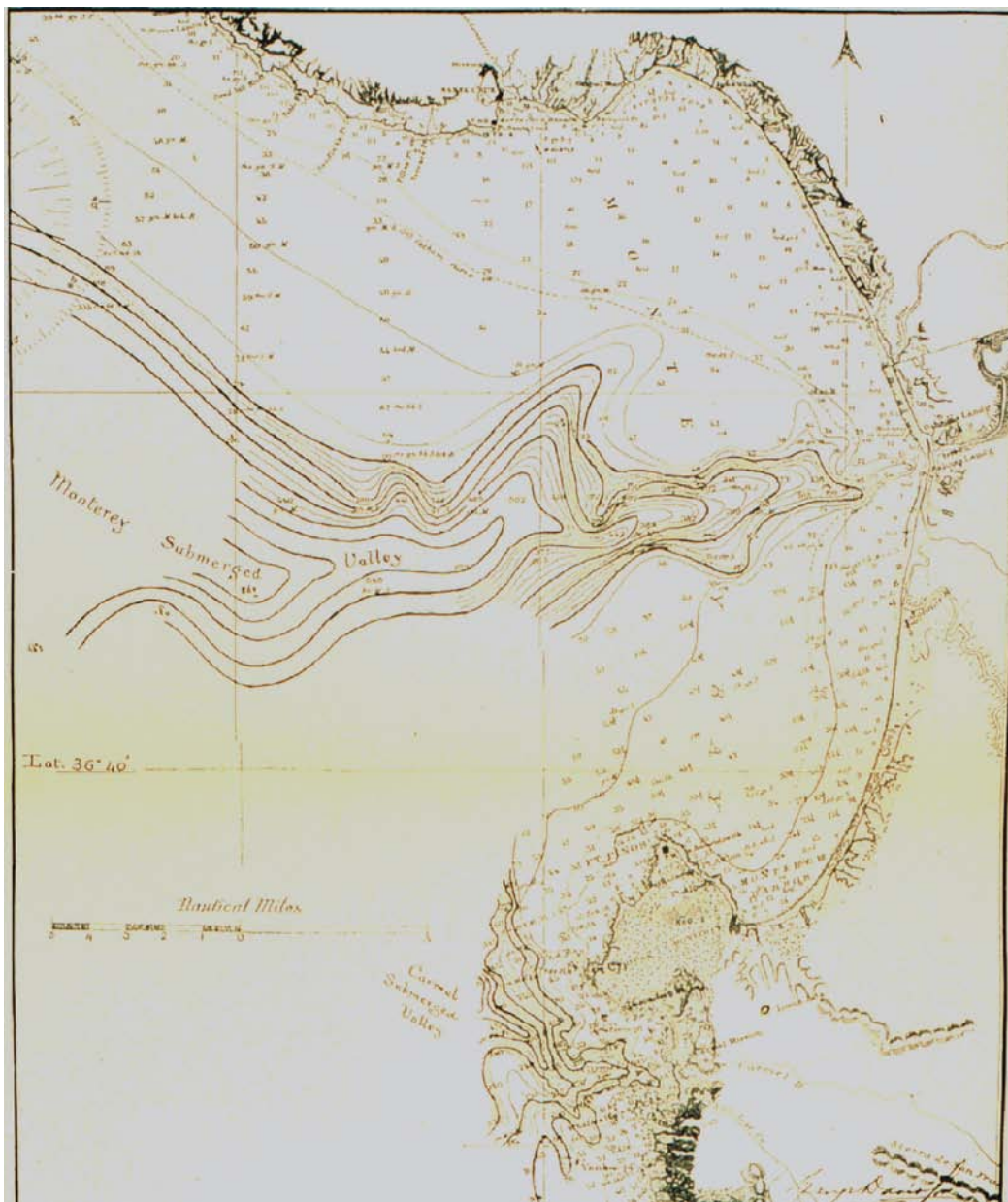


Figure I-4 : Premier contourage d'un canyon sous-marin (Davidson, 1897).

L'objet "canyon sous-marin" est bien identifié à la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle. Le nombre des publications sur les canyons sous-marins enregistrées dans la base GEOREF le long du

XX<sup>ème</sup> siècle, donne une idée de l'intérêt croissant que les canyons sous-marins suscitent dans la communauté scientifique (Figure I-5). Malgré l'augmentation du nombre des publications, les canyons sous-marins restent " mal compris ", ce qui peut sembler paradoxal. Compte tenu de la situation actuelle, accélérer le rythme de publications ne paraît pas une bonne solution pour avancer dans la compréhension.

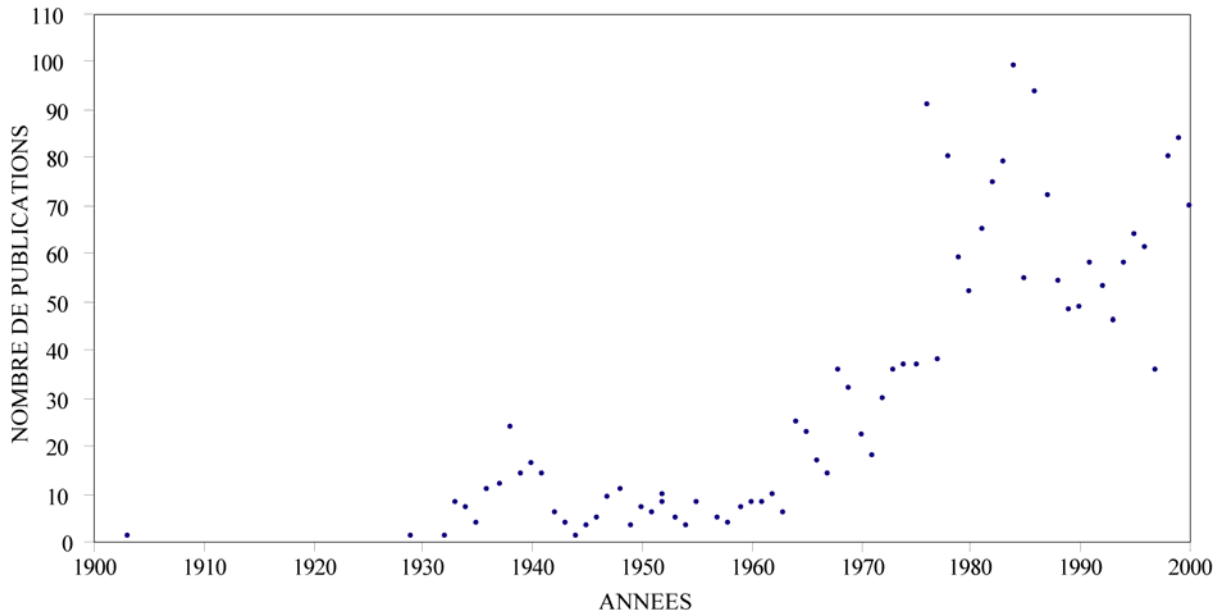


Figure I-5 : Nombre des publications sur les canyons sous-marins tout au long du XX<sup>ème</sup> siècle enregistrées dans la base de données GEOREF.

En 1903, Spencer propose un modèle de formation des canyons sous-marins par abrasion aérienne liée aux variations du niveau marin du Pléistocène. Les années 20 sont les héritières des avancées en acoustique issues de la première guerre mondiale (1914-1918), effectuées principalement par les américains et les français. Les premiers établissent la première liaison de câble sous-marin télégraphique à travers l'Atlantique et les deuxièmes tirent la ligne Marseille-Phillipeville (Algérie), chacun avec sa propre technique d'échosondeurs. En 1925, le bateau allemand Meteor commence ses expéditions et - la même année - le " Coast Survey " américain augmente son activité. La qualité des données augmente considérablement et permet la découverte d'un grand nombre de canyons (la plupart des canyons de la côte Est des Etats-Unis dans la région de Georges Bank et Mid-Atlantic) ; les données commencent à s'accumuler et Shepard fait sa première publication sur les vallées sous-marines Shepard (1933). Quelques années plus tard, Daly (1936) met en relation la capacité érosive des courants de turbidité avec la morphologie des canyons et lance une thèse pour la formation des canyons sous-marins : glaciation, courants de turbidité et forte érosion sont les idées principales de Daly, sur lesquelles Kuenen (1937; 1938) travaille pour

développer le premier appareil théorique qui soutien la thèse de Daly. Cette période culmine en 1939 quand Veatch et Smith montrent que les canyons ne sont pas réduits à la partie supérieure de la pente mais qu'ils s'étalent jusqu'au bassin profond. La théorie largement acceptée d'érosion aérienne est alors mise en question mais Shepard (1941) continue à nier l'importance des courants de turbidité...

Bourcart reprendra, à partir des années 40, les travaux commencés par Pruvot cinquante années auparavant. Il intègre ses observations à l'ensemble des canyons du golfe du Lion et les compare avec celles faites dans des canyons creusés en contextes très différents (Nouvelle-Angleterre, Corse...). Il conclut, en 1958, que ces vallées sous-marines ont sûrement été creusées par des courants de boue pendant les époques glaciaires. Shepard suppose, la même année, que les canyons ont été creusés pendant une très longue période de temps (entre le Crétacé et le Quaternaire) et que le seul rôle des courants de turbidité est de maintenir vide de sédiments la partie du cours qui était submergée lors des transgressions. Pour la Méditerranée, Bourcart, en se basant sur les observations faites sur le canyon Lacaze-Duthiers (Figure I-6), ne peut pas admettre un histoire aussi ancienne : il attache son origine au Pontien et suggère que pendant les variations du niveau de la mer du Quaternaire, la rivière recreuse sa vallée, rejetant la possibilité d'une régression eustatique de 3000 mètres (Bourcart et al., 1958).

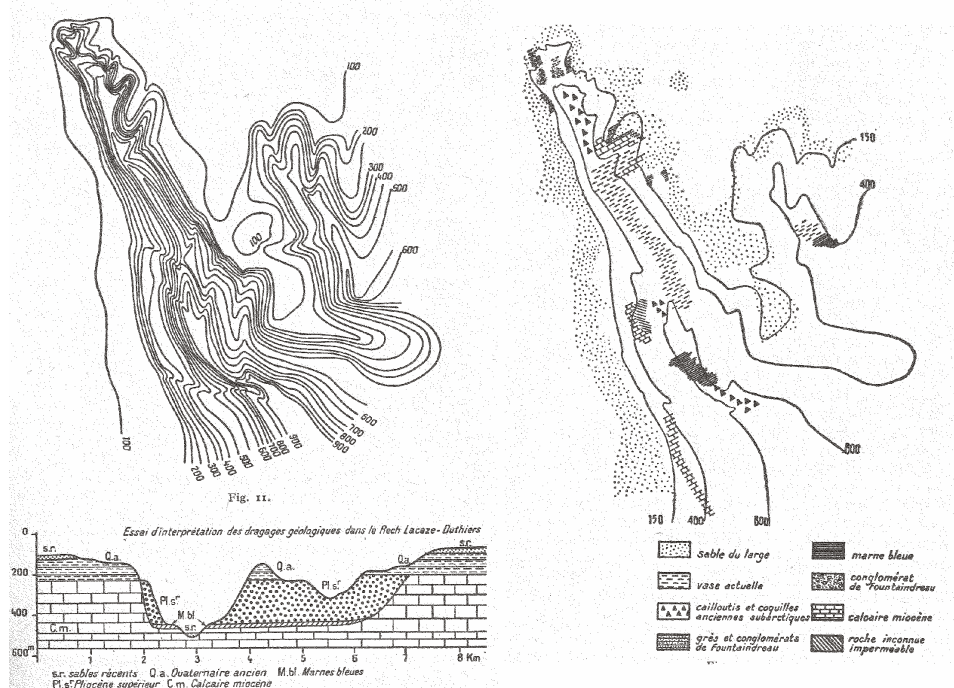


Figure I-6 : Schéma interprétatif du canyon Lacaze-Duthiers proposé par Bourcart (Bourcart et al., 1958).

Pendant cette période et un peu avant la publication du livre de Bourcart en 1958, Heezen (Heezen and Ewing, 1952) publie une preuve déterminante sur la capacité érosive des courants de turbidité et donne une idée de leur vitesse (avec un maximum de 55 noeuds). La capacité érosive des courants et leur vitesse sont déduits à partir des heures qui marquent la rupture successive des câbles sous-marins après le tremblement de terre de “ Grand Banks ” en 1929 (Figure I-7). Une vitesse comparable est enregistrée en Méditerranée, en 1954, à partir des heures qui marquent la rupture de câbles télégraphiques après un tremblement de terre en Algérie.

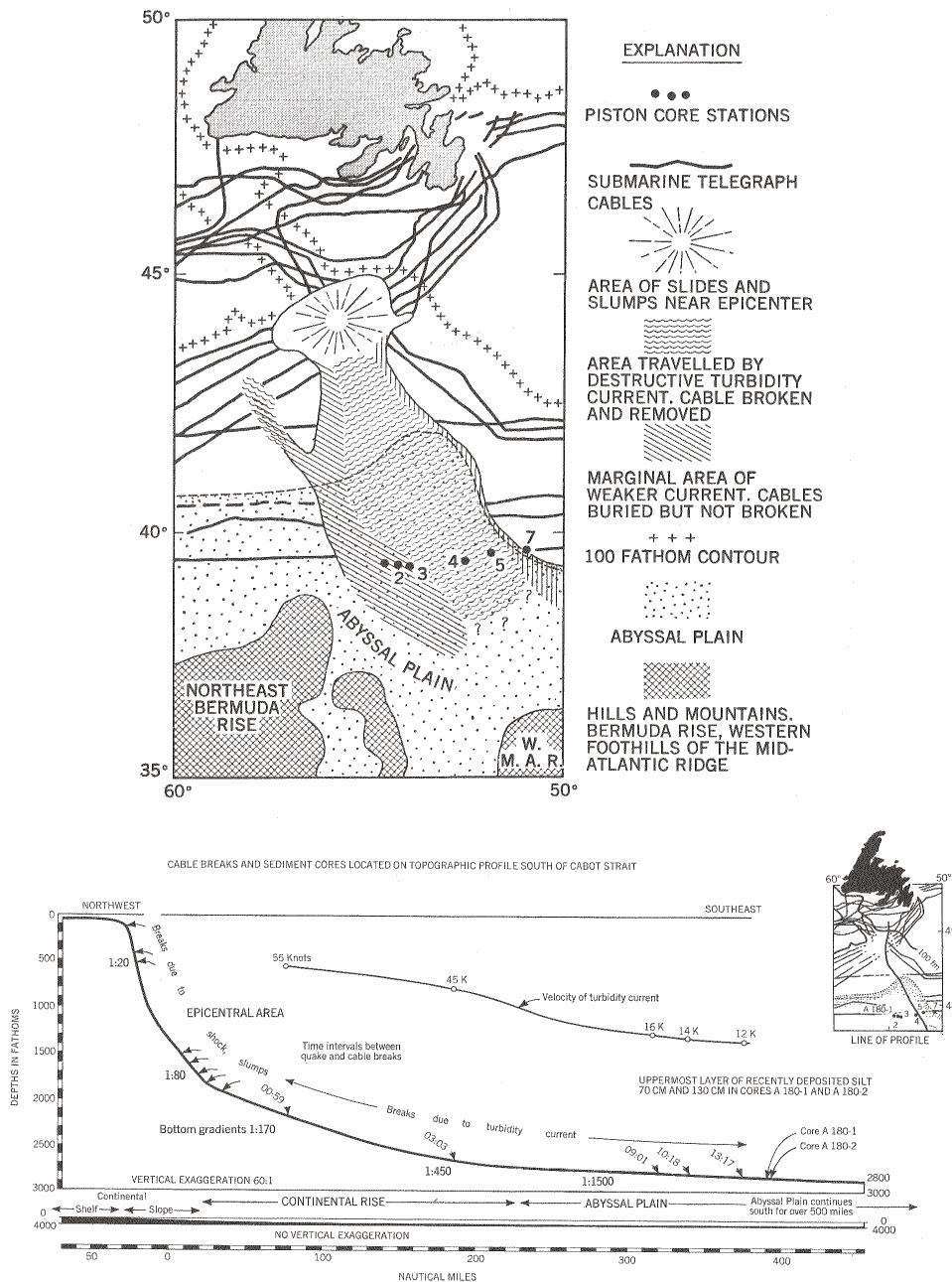


Figure I-7 : Topographie de Grand Banks avec les heures qui marquent la rupture successive des câbles sous-marins après un tremblement de terre de 1929.



Au début des années 60, la découverte d'importants gisements de pétrole en mer et l'intégration de nouveaux outils (le sondeur multifaisceaux et les submersibles habités) ont un poids important dans l'augmentation des observations sur les canyons sous-marins (voir la forte augmentation de publications à partir de cette période dans la Figure I-5). En 1960 la France lance *La Thalassa*, son premier navire océanographique, et en 1963, Shepard publie son livre "Submarine valleys, canyons, deep channels, and other marine valleys" dans lequel il propose une classification des vallées sous-marines et récapitule les observations effectuées pendant les 30 dernières années. En 1965, la première carte bathymétrique moderne du fond des océans est publiée par Heezen et Tharp, et Heezen montre son intérêt croissant pour les canyons sous-marins (Heezen, 1968; Heezen and Drake, 1964; Heezen et al., 1964). En Méditerranée, Got commence à publier ses recherches sur les canyons du Cap de Creus et de Lacaze-Duthiers (Got et al., 1968; Got et al., 1969). Glangeaud *et al.* (Glangeaud et al., 1968) publient à leur tour les travaux sur le canyon de l'Aude, et en 1971, Duplaix et Olivet apportent une information détaillée sur la morphologie de la partie supérieure de la tête du canyon de l'Aude (aussi appelé Bourcart). La Figure I-8 présente la totalité de leur interprétation sur ce canyon (J-L Olivet, *inédit*).

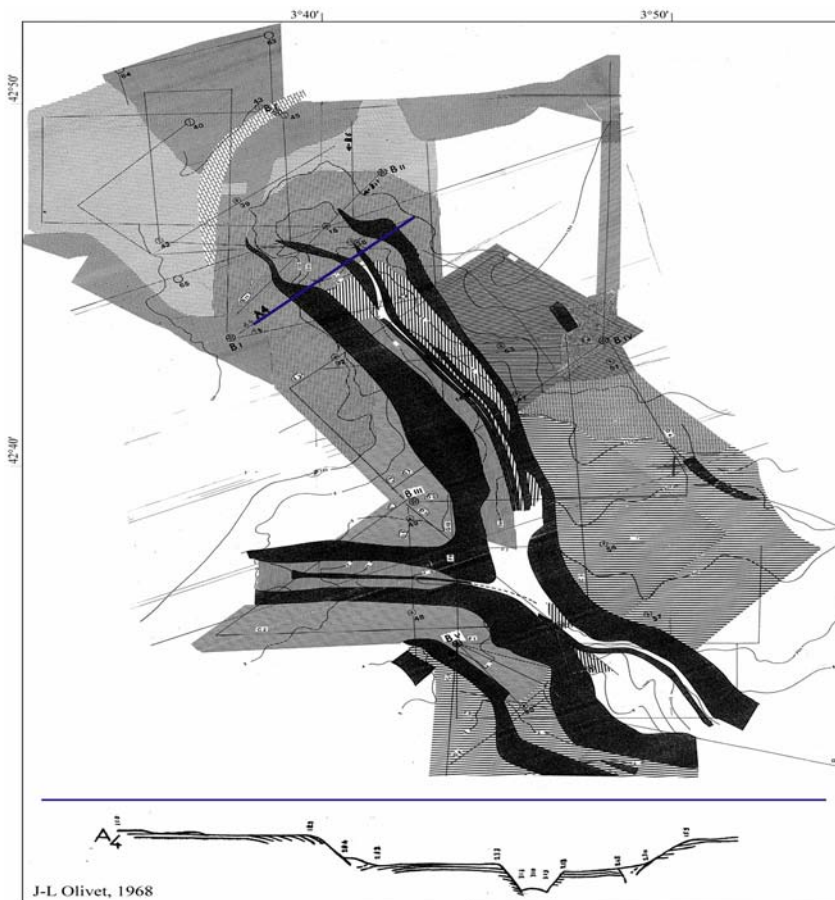


Figure I-8 : Carte détaillée de la morphologie de la tête du canyon de l'Aude (J-L Olivet, *com. pers.*), la partie supérieure de la carte a été publié par Duplaix et Olivet (1971).

L'étude des canyons sous-marins pendant cette période est marquée, principalement, par l'édition du livre "the face of the Deep" qui correspond à la continuation des travaux de Heezen (Heezen and Hollister, 1971) ; dans ce travail on trouve un bon récapitulatif des accidents catastrophiques qui ont été enregistrés dans des zones affectées par des canyons sous-marins (Figure I-9).

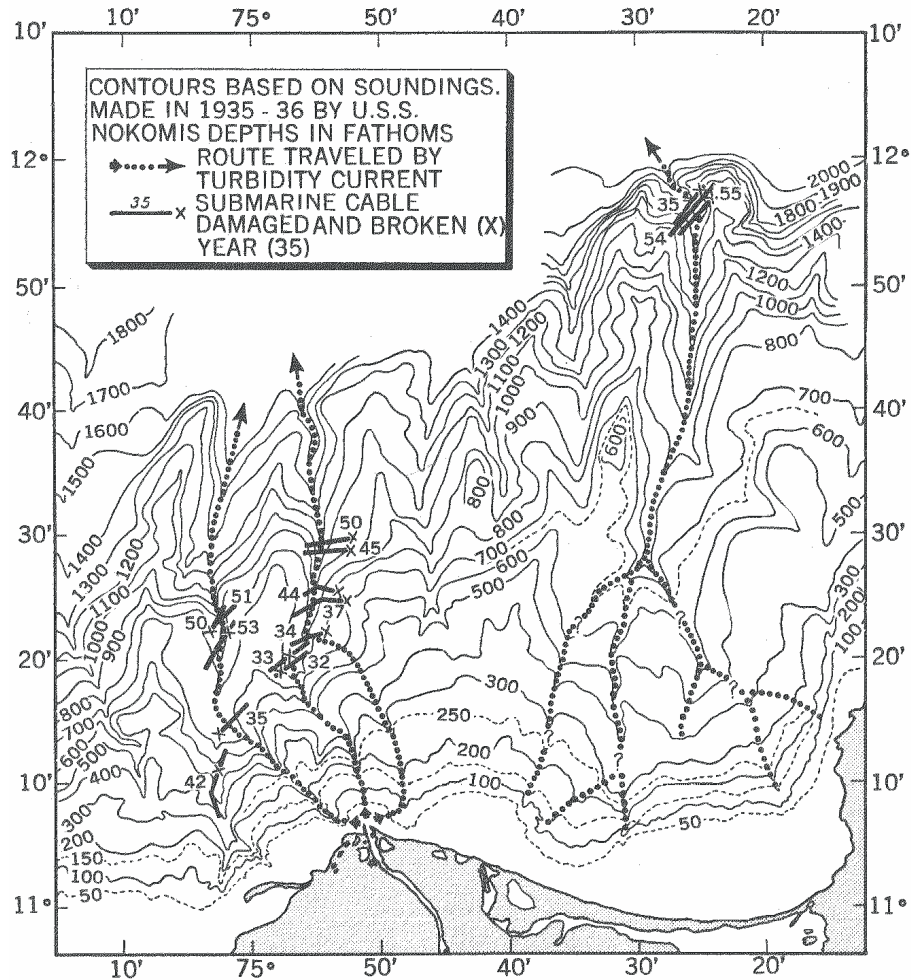


Figure I-9: Courants de turbidité, rupture de câbles et canyons érosifs à l'embouchure de la rivière Magdalena en Colombie (Heezen, 1971).

Les campagnes océanographiques continuent. Les études sur le canyon de Wilmington (côte Atlantique américaine) illustrent bien que l'information s'accumule mais la question de l'origine des canyons sous-marins demeure sans réponse ; un de ces travaux par exemple, conduit par McGregor, Ryan et Twichell, conclut que les similitudes morphologiques entre les systèmes fluviaux et marins augmentent à chaque observation (Mc Gregor *et al.*, 1982). Dans la même année Farre *et al.* (Farre, 1982) proposent que les différentes morphologies observées puissent être le reflet des stades de maturité différents et que l'origine des canyons de la côte atlantique nord-américaine serait rattachée à des glissements au milieu de la pente



qui évoluent de façon régressive jusqu'à atteindre la bordure du plateau. Il établit les bases du modèle "head ward érosion" repris par de nombreux auteurs. Prior et Doyle (Prior and Doyle, 1985) donnent pour leur part des exemples des canyons qui ne remontent pas jusqu'à la bordure du plateau.

Dans le grand nombre d'articles qu'on trouve au début des années 90, on peut regarder les résultats des études sur le canyon actuel du Mississippi (associé à un des plus grands systèmes turbiditiques du monde et l'un des plus étudiés). Les conclusions de ces travaux affirment que les courants de turbidité sont trop occasionnels et ne peuvent pas creuser une géométrie de telle dimension, qu'ils attribuent à un glissement de grande taille sur une marge "instable" (Bryant, 1990). L'étude d'un exemple fossile, le Yoakum canyon, illustre bien la vision de l'époque (Dingus and Galloway, 1990): ce canyon est le principal canyon fossile d'âge Éocène du Golfe du Mexique. Les auteurs concluent que ce sont les arguments de Brown et Fisher (1980) et de Burke (1972) qui expliquent le mieux l'origine de ce canyon: les premiers affirment que c'est la remontée du niveau marin qui est à l'origine de la formation des canyons avec la rétrogradation du plateau et le deuxième affirme, à partir d'études sur les canyons au large du Nigeria, que le niveau marin n'a pas d'influence et que ce sont les courants littoraux qui sont à l'origine des sédiments du delta du Niger, en considérant le canyon comme un élément de transfert sans donner d'explications sur son origine (Burke (1972) in Dingus et Galloway). Orange (Orange and Breen, 1992, Orange et al., 1994 et (Orange et al., 1997) illustre le même phénomène observé par Farre 10 ans plus tôt, dans la côte pacifique, dans la zone de Cascadia: il observe des canyons qui ne remontent pas jusqu'au plateau (on est en face d'une zone de subduction; le contexte est conditionné par le grand nombre de tremblements de terre).

Pendant la même période trois articles contre disent l'hypothèse de Farre: Pratson et leurs collaborateurs (Pratson et al., 1996; Pratson et al., 1994)) proposent un modèle d'évolution des canyons sous-marins par érosion du haut vers le bas (avec de conséquences rétrogressives) et Mountain *et al.*, (1996) se rallie à cette hypothèse en apportant des éléments intéressants sur l'âge et l'évolution du plus grand canyon rempli de la marge de New Jersey. Les auteurs ne trouvent pas les éléments qui prouvent l'existence de courants de turbidité provenant de la plate-forme; ils affirment que les canyons commencent à se remplir par le haut et que, en conséquence, l'histoire de la partie profonde du canyon doit être beaucoup plus complexe. Mountain attache l'origine de ses canyons à un phénomène

gravitaire incertain et affirme que la rétrogradation a conduit à la connexion du canyon à une source continentale (Mountain et al., 1996).

On constate que les informations s'accumulent (Figure I-5), et que les questions fondamentales sur l'origine et les mécanismes d'évolution des canyons sous-marins demeurent sans réponse.

Dans les chapitres de discussion et de conclusion, on présentera les éléments pour répondre à ces questions.

## *Chapitre II :*

### *Cadre général du golfe du Lion*

Ce chapitre présente les éléments géographiques, géologiques et océanographiques qui vont nous permettre d'intégrer notre recherche dans son contexte régional.

## II-1. Cadre géographique et géologique

Le golfe du Lion se situe sur la bordure septentrionale du bassin liguro-provençal, à l'ouest du bassin de Valence .

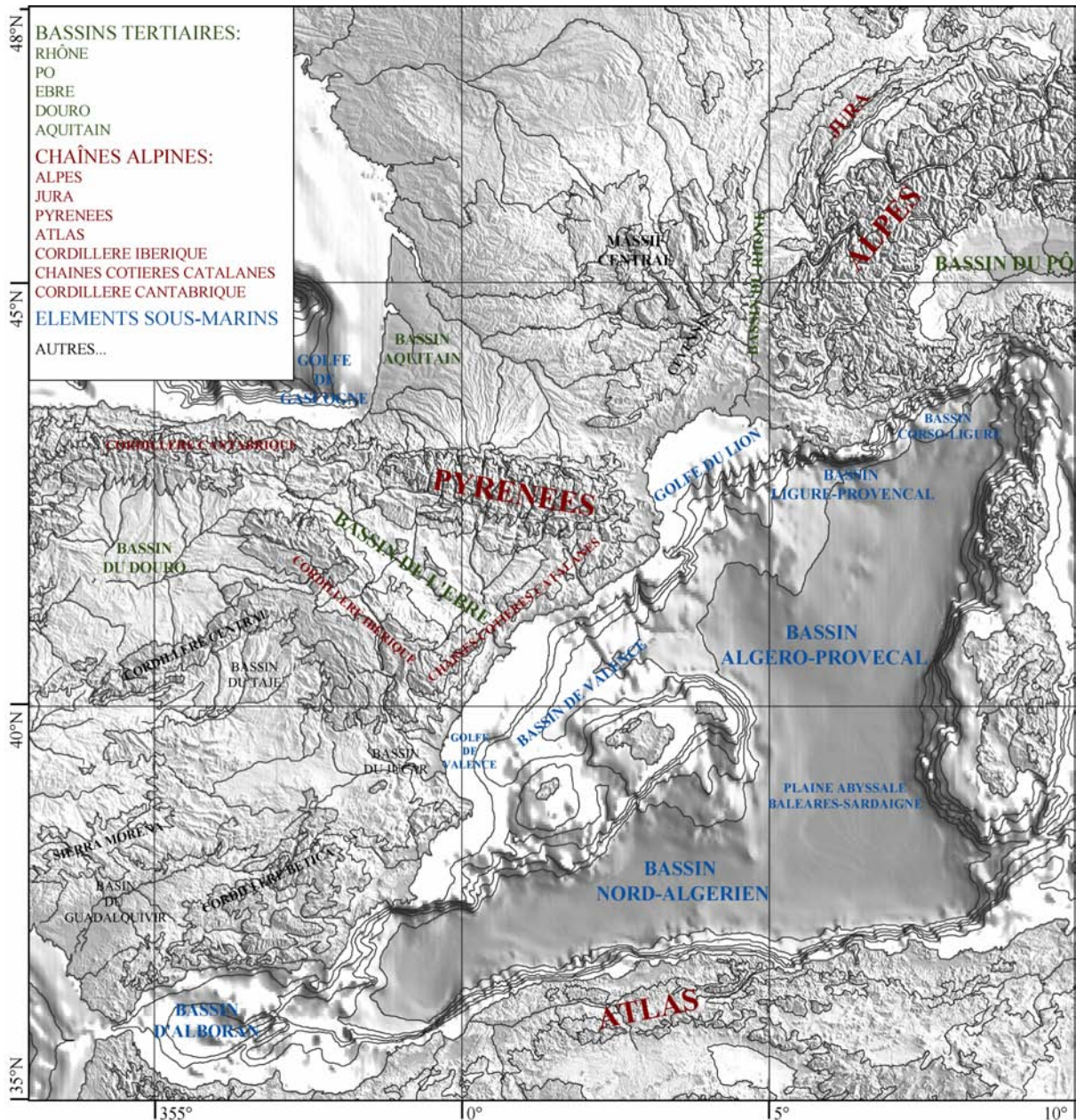


Figure II-1: Cadre géographique du golfe du Lion

Le golfe du Lion est une marge passive imbriquée de façon tectonique, comme la plupart des bassins composant la Méditerranée occidentale, dans le système alpin *lato sensu* . Il s'est formé sur une partie du domaine orogénique pyrénéo-provençal au moment de la création du bassin liguro-provençal. Ce bassin est interprété par la plupart des auteurs (voir paragraphe II.1.2) comme un micro-océan ouvert par le mouvement de séparation anti-horaire du bloc Corso-Sarde par rapport à l'Europe.

### II.1.1. L'orogène pyrénéen

Depuis environ 90 Ma tout l'ancien domaine thétysien entre, d'un côté, l'Eurasie, et de l'autre, l'Afrique, l'Arabie et l'Inde, se trouve dans un contexte de convergence N-S. Les mouvements d'autres plaques secondaires (Ibérie, Apulie,...) vont épouser ce mouvement principal. Ainsi le mouvement relatif entre l'Ibérie et l'Europe peut être décrit, depuis le Santonien jusqu'au Miocène inférieur, par une rotation anti-horaire, traduite dans le domaine pyrénéo-provençal par un mouvement de convergence *grosso modo* N-S (Figure II-2) à l'origine des Pyrénées. L'orogène pyrénéen se prolonge à l'Est par des chevauchements orientés E-W: en Languedoc en Provence et sous le golfe de Lion aujourd'hui submergée (Mattauer et al., 1977).

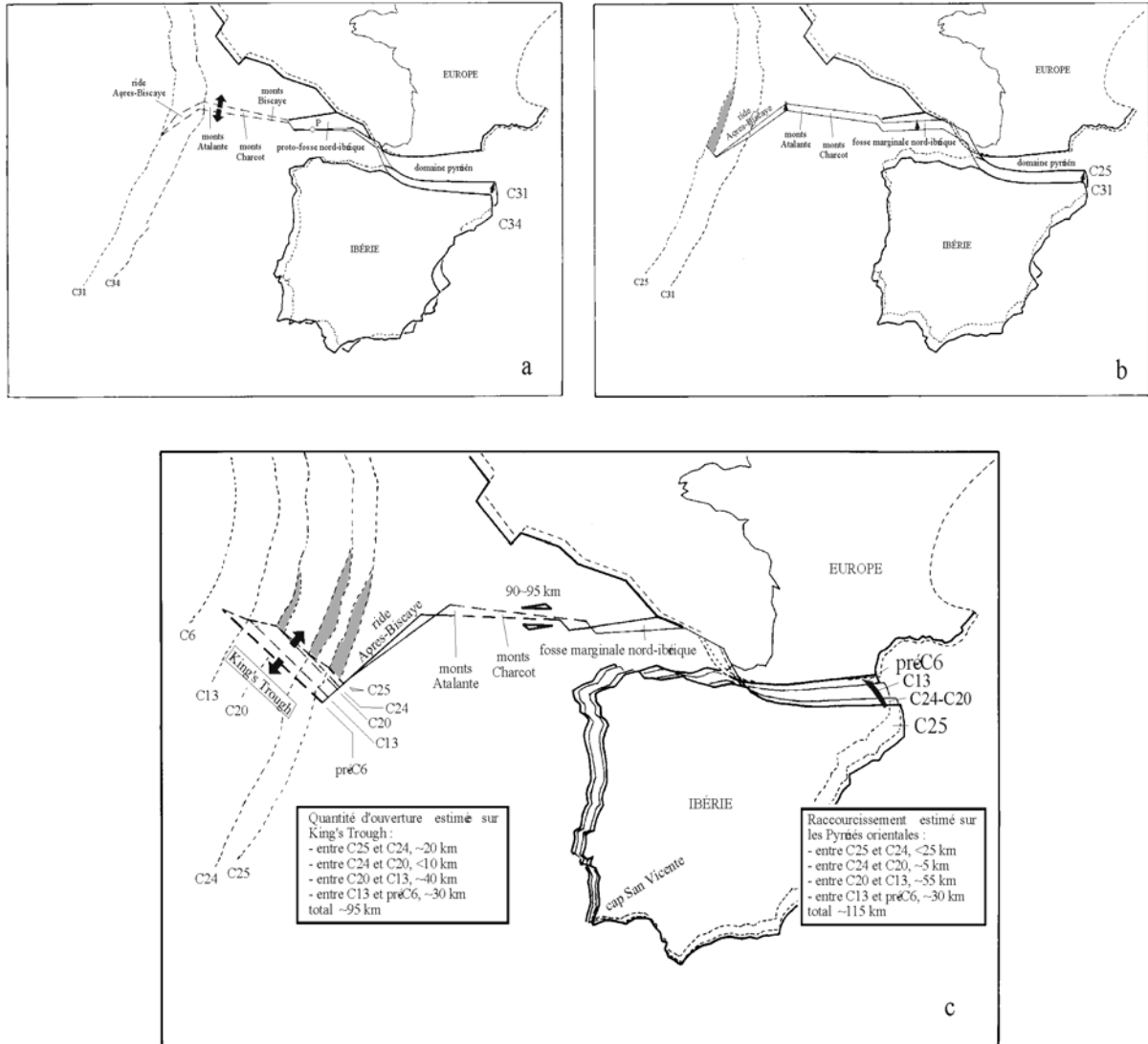


Figure II-2: Évolution de l' Ibérie par rapport à l'Europe entre le Santonien et le Burdigalien (d'après Fidalgo González, 2001) **(a)** Entre les anomalies C34 (~84 Ma, Santonien) et C31 (~68 Ma, Maastrichtien), l'Ibérie se déplace avec un pôle de rotation qui se situe dans le golfe de Gascogne (P). Ceci produit un mouvement en ciseaux: de la compression à l'Est qui augmente progressivement vers les Pyrénées, et de la distension à l'ouest des monts Biscaye et Charcot. **(b)** Entre les anomalies C31 (~68 Ma, Maastrichtien) et C25 (~56 Ma, fin du Paléocène), toute la frontière entre l'Ibérie et l'Europe est soumise à une convergence presque N-S. **(c)** À partir de l'anomalie C25 jusqu'au moment de l'arrêt des mouvements entre l'Ibérie et l'Europe, le mouvement se fait par rapport à un pôle de rotation qui se trouve près du cap San Vicente. Ceci produit des mouvements de compression dans le domaine pyrénéen et transpression dans le golfe de Gascogne. Cependant, ce mouvement général n'est pas continu: entre les anomalies C24 (~53 Ma, base de l'Éocène) et C20 (~43 Ma, Lutétien) il est pratiquement arrêté. Le mouvement reprend à l'anomalie C20 et l'arrêt définitif se produit quelque part entre l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) et C6 (~20 Ma, Burdigalien) comme en témoigne la structure de King's Trough.

#### II.1.1.1. Les mouvements compressifs dans les Pyrénées et dans des régions proches du golfe du Lion

- **La phase de compression “ fini-crétacée ”**

Dans les Alpes, le front orogénique atteint la marge passive de la plate-forme helvète (Alpes centro-orientales et Carpates) au Turonien supérieur-Sénonien inférieur (Ziegler, 1987d). En dehors des zones orogéniques en frontière de plaques (Alpes, Pyrénées, Chaîne bétique,...), cette déformation affecterait, par le biais de légères inversions de bassins sédimentaires, des régions d'avant-pays entre le Pays-Bas et la Pologne (voir compilation de Ziegler, 1987d). L'âge de cette déformation serait, en gros, Santonien-Campanien d'après Ziegler (1987d) bien que, dans certains endroits de l'avant-pays européen, cette phase ait pu commencer au Turonien supérieur.

Dans les Pyrénées, la plupart des auteurs considèrent une première phase de déformation d'âge Crétacé supérieur (voir fini-Crétacé à Paléocène) au moins pour la partie centro-orientale de la chaîne). L'âge précis de cet événement est controversé, elle pourrait s'étendre de la fin du Turonien (Souquet and Deramond, 1989) à la fin du Danien (Mathieu, 1986).

- **La phase d'inversion “ laramide ” de l'avant-pays européen au Paléocène moyen**

Elle se reflète par des légères inversions de bassins dans l'avant-pays européen, de la Pologne à la mer Celtique. Elle est moins importante à l'Ouest qu'à l'Est (Ziegler, 1987d).

- **La tectonique à l'Éocène inférieur et moyen dans les Pyrénées occidentales**

Dans les Pyrénées occidentales, la plupart des auteurs identifient des phénomènes compressifs à l'Éocène inférieur et moyen (Mattauer and Henry, 1974; Puigdefabregas et al., 1992; Verges, 1994; Verges and Munoz, 1990). Ces mouvements se trouvent donc “ décalés ” dans le temps par rapport aux deux phases compressives couramment admises pour l'ensemble de la chaîne: la phase “ fini-crétacé ” (Crétacé supérieur-Paléocène *lato sensu*) et la phase “ pyrénéenne ” (Éocène supérieur-Oligocène inférieur).

- **Phase orogénique “ pyrénéenne ” de l'Éocène supérieur à l'Oligocène inférieur**

Dans les Pyrénées, entre (a) l'Éocène moyen (Lutézien moyen) (Mattauer and Henry, 1974; Verges, 1994), la limite éocène moyen-supérieur (Puigdefabregas, 1975); ou l'Éocène supérieur (Paquet and Mansy, 1992; Teixell, 1996) et (b) la fin de l'Oligocène inférieur (Verges, 1994; Verges et al., 1992) ou l'Oligocène moyen (Mattauer and Proust, 1967; Teixell, 1996), se serait produit une phase de compression de composante N-S à l'Est des

Pyrénées (Paquet and Mansy, 1992) et approximativement NW-SE dans la partie occidentale de la chaîne (Puigdefàbregas, 1975; Rocher et al., 1998; Teixell, 1996).

À l'Éocène supérieur-Oligocène inférieur il s'établit une zone de subduction dans les Alpes centro-occidentales. Les bassins sédimentaires de l'avant pays d'Europe occidentale (entre le Pays-Bas et les Entrées de la Manche) subissent une faible inversion tectonique (voir compilation de Ziegler, 1987d). Par contre dans l'avant-pays des Carpates et des Alpes orientales, il n'y a plus de déformation compressive à partir de l'Éocène, la plate-forme helvète et le domaine autochtone adjacent au Nord-Est commencent à subsider progressivement sous la charge des nappes alpines qui se déplacent vers le nord (voir compilation de Ziegler, 1987d).

- **Les mouvements entre l'Oligocène moyen et le Miocène inférieur**

Pendant le Miocène inférieur, le front de charriage des Alpes orientales et des Carpates devient inactif tandis que des mouvements orogéniques persistent en Suisse et dans les Alpes occidentales jusqu'au Pliocène supérieur (voir compilation de Ziegler, 1987d). Sur l'avant pays alpin occidental (entre le bassin de Paris et les Entrées de la Manche), les contraintes compressives vont s'exercer à nouveau pendant le Miocène moyen et même jusqu'au Miocène supérieur.

Dans les Pyrénées, cette période montre une différence claire entre les parties orientale et occidentale. Tandis que la compression continue à l'Ouest, les Pyrénées orientales et le domaine pyrénéo-provençal subissent de la distension (grabens obliques NE-SW), puis l'effondrement sous la Méditerranée, de l'extrémité orientale de la chaîne (Mattaueer and Henry, 1974; Mattaueer and Proust, 1967).

### **II.1.2. Le *rifting* oligo-aquitainien et l'ouverture du bassin Liguro-Provençal**

Malgré le contexte de convergence généralisée entre l'Afrique et l'Europe, entre le Priabonien (Éocène supérieur) et l'Aquitainien (Miocène inférieur) (Sissingh, 2001), une phase de *rifting*, avec une direction d'extension W-E à NW-SE, va individualiser une série de grabens reliant la mer du Nord à la Méditerranée provençale (voir compilation de Ziegler (1987d; 1995)). Un volcanisme alcalin est lié à ce système de grabens (Figure II-3).



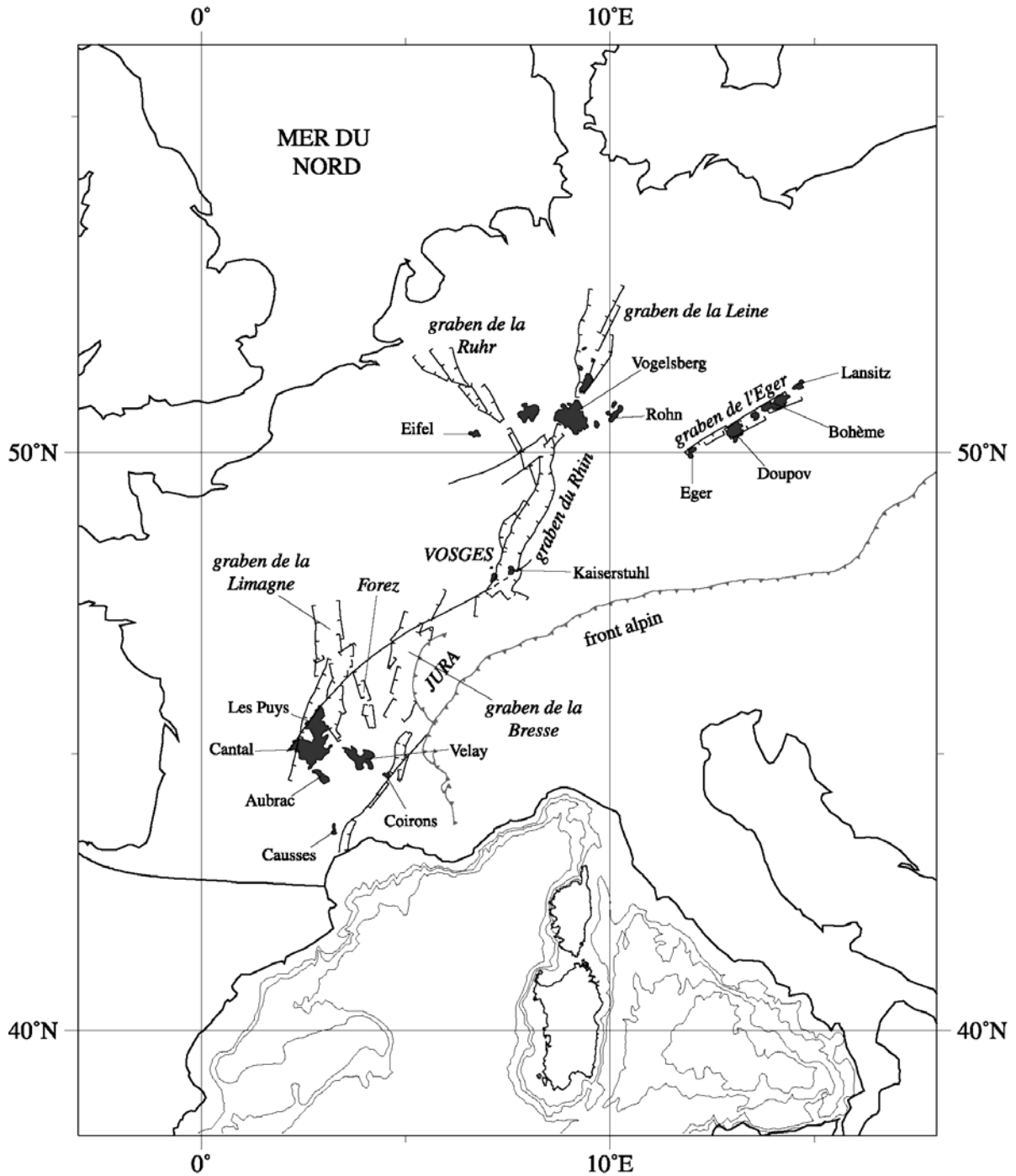


Figure II-3: Les bassins oligocènes dans l'avant-pays européen et le volcanisme alcalin associé (compilation redessinée par Fidalgo González, 2001).

Dans la partie méridionale du système, le bassin Liguro-provençal s'océanise vers la fin de l'Oligocène (Bessis and Burrus, 1986) ou le début du Miocène (Montigny et al., 1981; Rehault et al., 1984; Rehault and Stanley, 1981). Il est couramment admis que la formation et l'océanisation de ce bassin se réalise lors d'une rotation antihoraire vers le Sud-Est du bloc corso-sarde (Figure II-4) (Bentounsi, 1990; Gueguen, 1995; Montigny et al., 1981). La fin de

ce mouvement aurait lieu au Burdigalien (Miocène inférieur) (Montigny et al., 1981; Vigliotti and Langenheim, 1995) ou au Langhien (début du Miocène moyen) (Gattacceca, 2000).

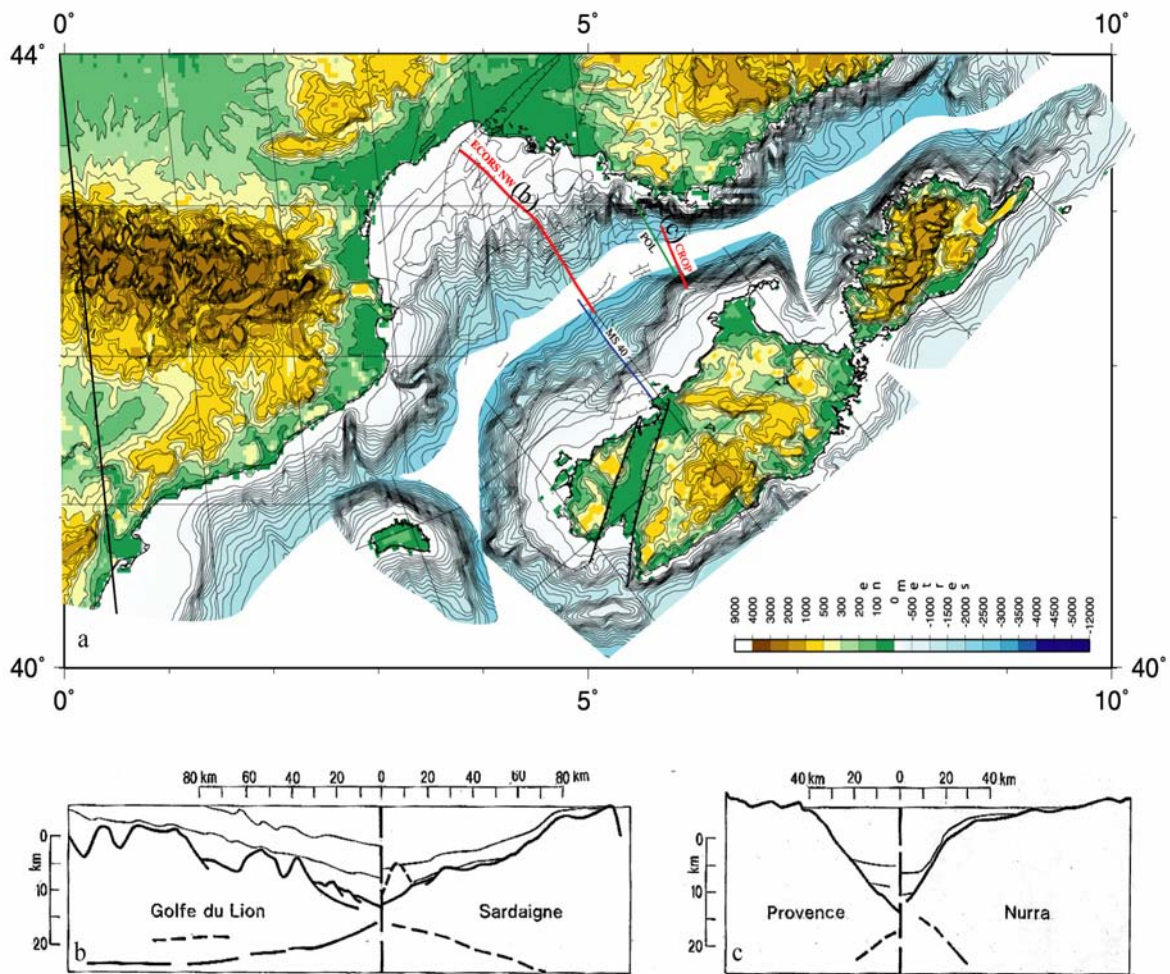


Figure II-4: Modèle d'ouverture du bassin Liguro-provençal (d'après (Olivet, 1996)) fait par Aslanian en utilisant les données de bathymétrie prédite (Smith and Sandwell, 1997) pour la campagne SARDINIA. (a) disposition pré-ouverture du bassin: le bloc européen est fixe et le bloc corso-sarde a été roté pour refermer le bassin océanique présumée (b et c) coupes sismiques actuelles (ECORS et CROP) dans la disposition pré-ouverture du bassin, noter la différenciation entre les deux segments de marge adjacents.

Dès la fin de l'Aquitainien (Miocène inférieur), plusieurs phases distensives ont affecté la mer d'Alboran (Comas et al., 1992). À partir de ce moment se produit aussi l'ouverture du Bassin tyrrhénien et la migration des phénomènes distensifs vers l'Est: l'extension est d'abord enregistrée par les nappes alpines corses durant l'Oligocène (Brunet et al., 1997), puis au Miocène-Pliocène inférieur dans la partie septentrionale du Bassin tyrrhénien (Zitellini et al., 1986), à partir du Pliocène en Toscane (Bartole, 1995) et dans la partie méridionale du Bassin tyrrhénien (Sartori, 1990), et actuellement à l'ouest des Apennins (Anderson and Jackson, 1987; Frepoli and Amato, 1997). Cette dynamique produit le début de l'océanisation de

certaines sous-bassins de la partie méridionale du Bassin tyrrhénien (Finetti and Del Ben, 1986; Réhault et al., 1987).

Le domaine central du golfe du Lion (marge du Languedoc-Roussillon) est donc une marge passive étendue, fortement structurée, segmentée et enfouie dans son ensemble sous une épaisse couverture sédimentaire syn-rift et surtout *post-rift*. Gorini (Gorini et al., 1994) en mer, et Benedicto (Benedicto et al., 1996) à terre, ont établi une cartographie détaillée des structures associées au *rifting* oligo-aquitainien. Lors de la phase de distension oligo-aquitainienne, le substratum *anté-rift* de la marge du Languedoc-Roussillon (Figure II-5) est découpé en grabens et demi-grabens par un réseau de failles normales de direction N-S et NE-SW. Certains auteurs (e.g. Benedicto, 1996 et Mauffret et al., 2001) considèrent l'existence de zones transverses d'accommodation, d'orientation générale N150, délimitant des compartiments. Le domaine central serait séparé de la marge provençale par la " zone de transfert arlésienne " (Figure II-5). Au SW, il serait séparé de la marge catalane par la " zone de transfert catalane " (Figure II-5 et Figure II-6).

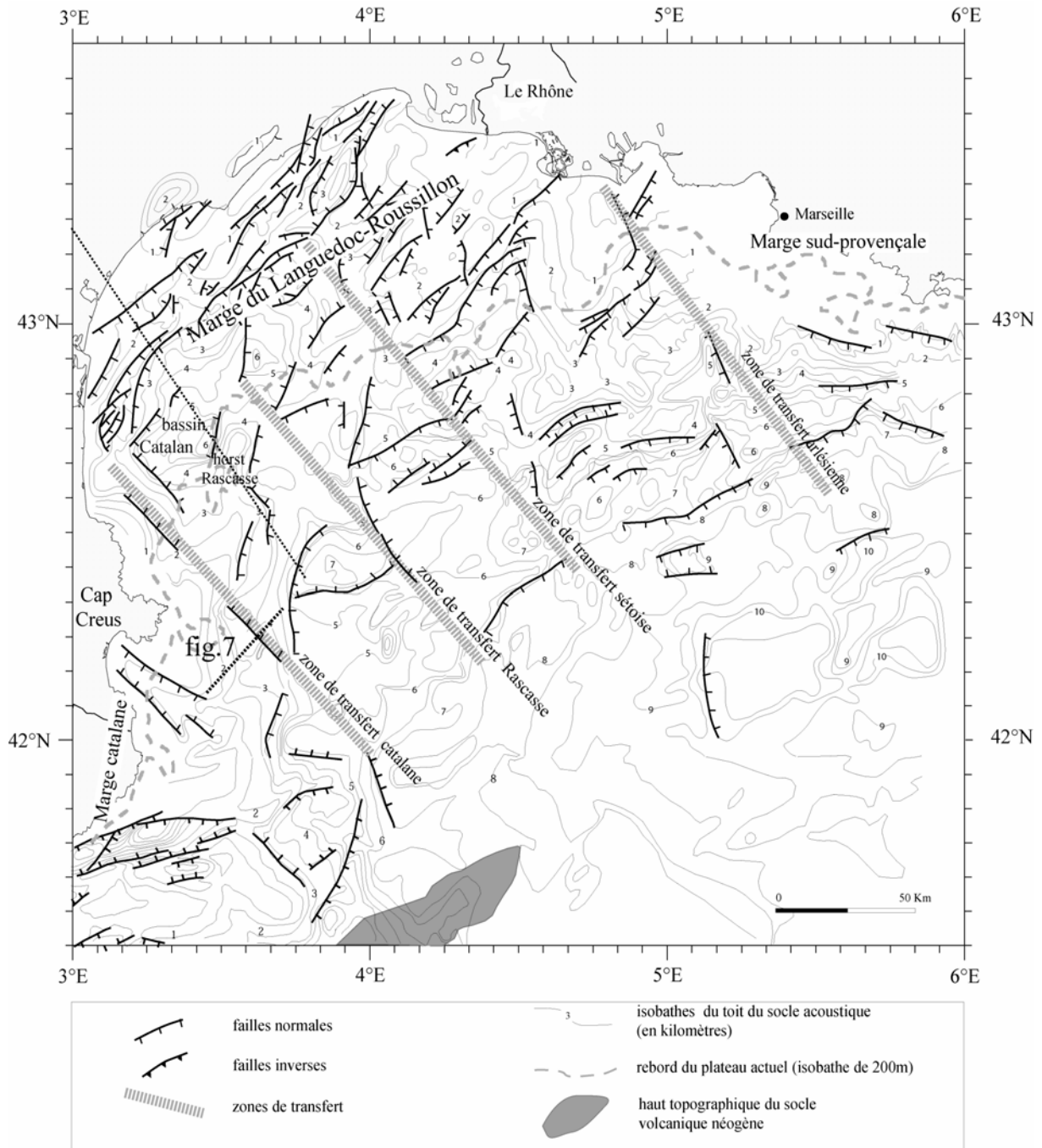


Figure II-5: Carte structurale synthétique du golfe du Lion (d'après Gorini, 1994; Mauffret et al., 1995; Benedicto, 1996 – modifié par Dos Reis, 2001). Les directions NW-SE de cette carte s'avèrent douteuses.

La fin du *rifting* dans le golfe du Lion est marquée par une discordance datée de l'Aquitainien (Cravatte et al., 1974). Serait associé à ce événement une transgression aquitano-burdigalienne suivie d'une subsidence *post-rift* importante (Gorini et al., 1993; Mauffret et al., 1995).

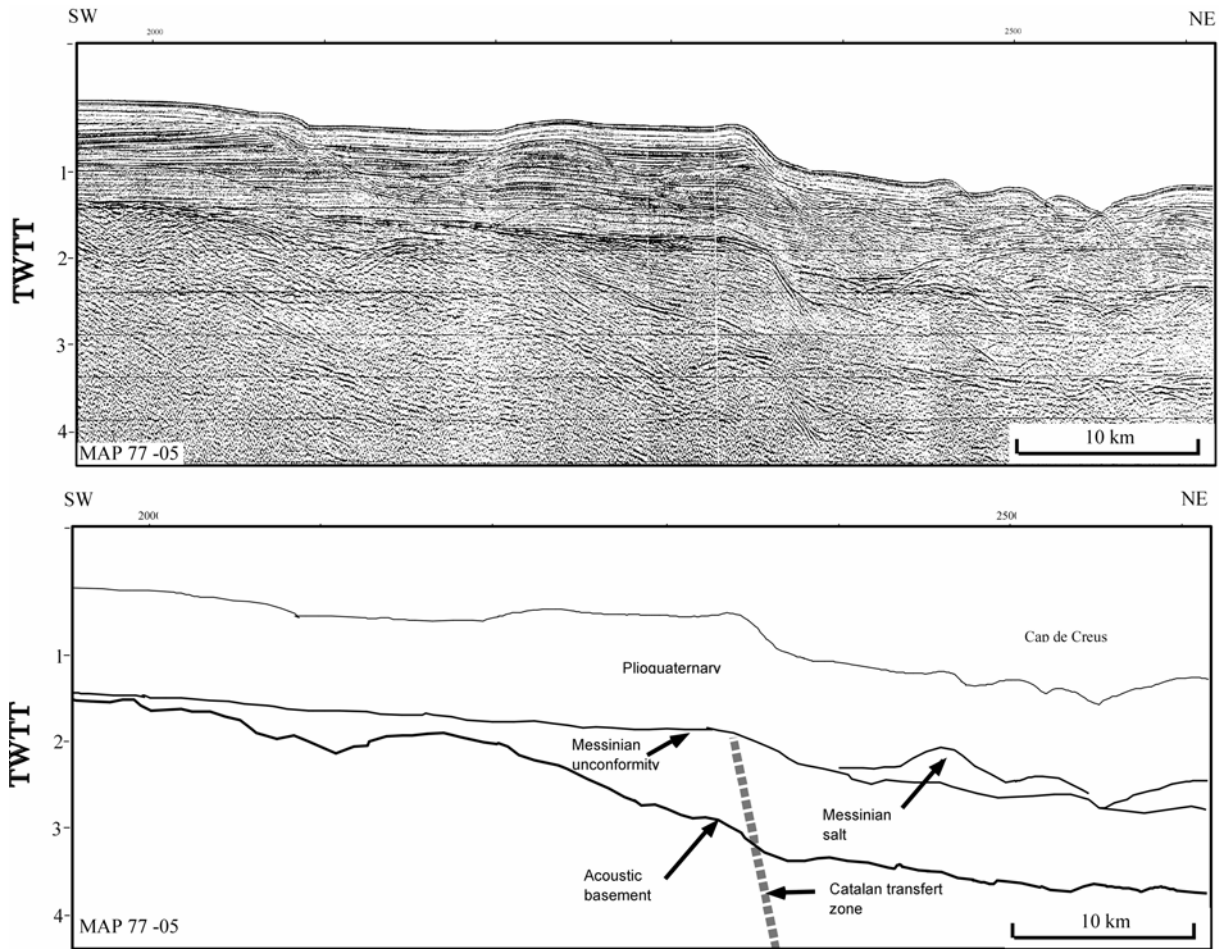


Figure II-6: Zone de transfert catalane (modifié par Dos Reis (2001) à partir de Mauffret et al, 2001).

### II.1.3. Période “*post-rift*” (Burdigalien-Tortonien)

L’arrêt de l’activité tectonique extensive qui conduit à la formation du bassin de la Méditerranée Occidentale, est suivi d’une subsidence thermique du bassin, accompagnée d’une série de cycles glacioeustatiques, à l’origine de l’architecture sédimentaire qui façonne la physiographie de la marge.

#### II.1.3.1. La subsidence

Des travaux quantitatifs sur la subsidence *post-rift* de la marge du golfe du Lion ont été réalisés utilisant la méthode de “*backstripping*”, à partir des données sismiques et des forages (Steckler and Watts, 1980; Bessis and Burrus, 1986; Burrus et al., 1987; Burrus and Anonymous, 1989; Burrus and Audebert, 1990).

Bessis (Bessis and Burrus, 1986) a calculé l’évolution de la subsidence tectonique dans la partie centrale du golfe du Lion (marge du Languedoc-Roussillon), à partir de puits de

forage, de la plate-forme au bassin profond. Ce travail montre un enfouissement initial et rapide de la marge (Figure II-7). La subsidence initiale est le résultat de la structuration du socle lors du stade de *rifting* oligo-aquitain. Elle est suivie d'une diminution exponentielle de la vitesse de subsidence du Burdigalien à l'actuel, associée à l'évolution thermique de la lithosphère après l'accrétion océanique au centre du bassin. Bessis (Bessis and Burrus, 1986) et Burrus *et al.* (1989), signalent une accélération de la subsidence dans le bassin depuis la fin du Messinien (~5.3 Ma) jusqu'à l'actuel. Cette augmentation est interprétée comme le résultat d'une phase tardive de la compression alpine (Burrus and Audebert, 1990) (courbe G, *figure II-9TDR*).

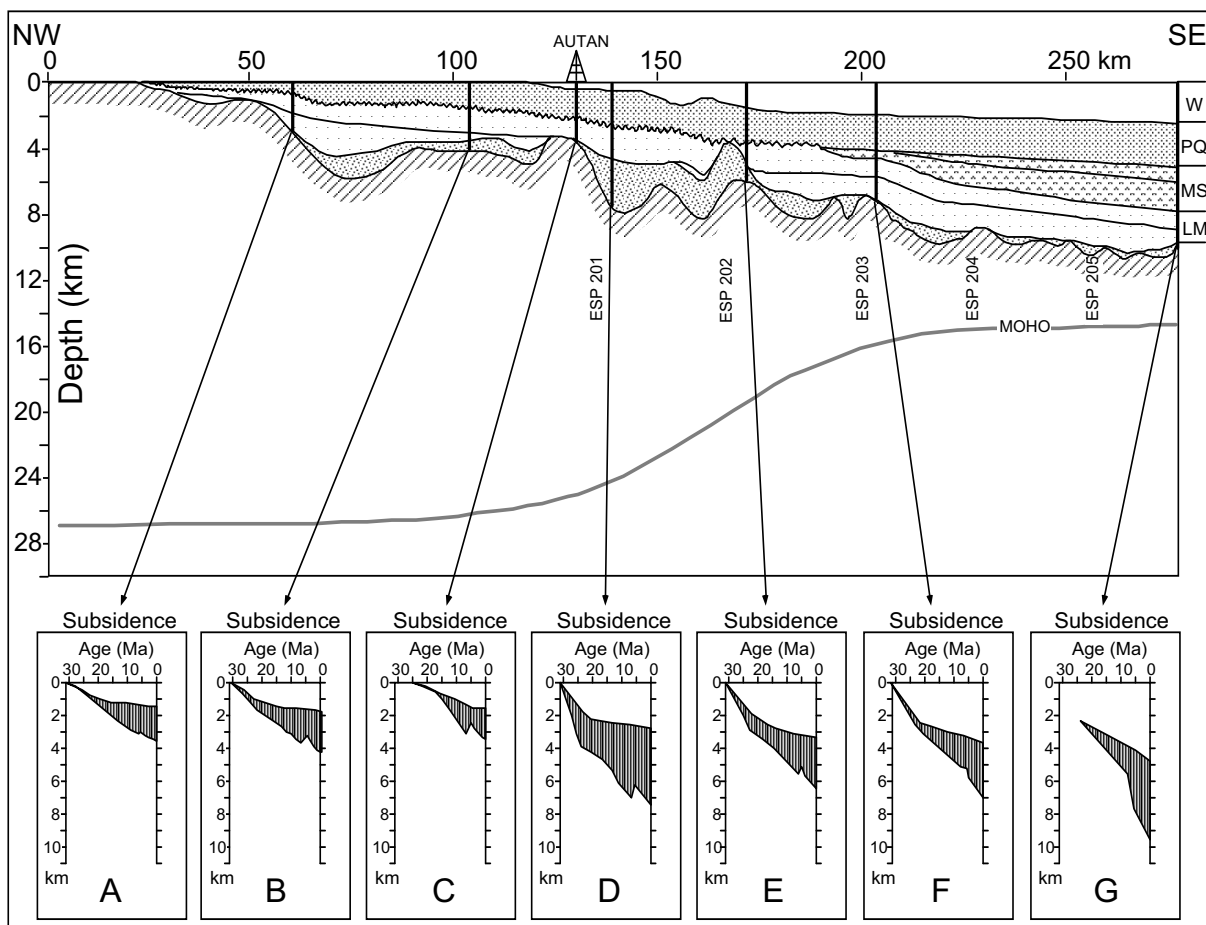


Figure II-7: Evolution de la subsidence le long de la marge du Languedoc-Roussillon (d'après Bessis, 1986 – redessinée par Torres, 1995). En haut, coupe géologique interprétée de la plate-forme jusqu'au bassin profond (W: eau, PQ: Plio-quatenaire, MS: Messinien, LM: Miocène Inférieur). En bas, courbes de subsidence totale pour un certain nombre de puits représentatifs. La zone en gris sur chaque courbe de subsidence correspond à la couverture sédimentaire.

### II.1.3.2. La sédimentation miocène

Au Miocène inférieur, la transgression marine à l'Aquitano-Burdigalien marque dans le golfe du Lion le passage du stade de *rifting* à celui de l'océanisation (Gorini et al., 1993; Gorini et al., 1994). Ces sédiments viennent en “*onlap*” sur les dépôts oligo-aquitaniens du bassin et sur le substratum *anté-rift*. On constate une persistance de la segmentation de cette marge durant son évolution *post-rift* en trois grands secteurs:

- **sur les marges provençale (1) et catalane (2)**, les séries miocènes marines du bassin profond, bien litées, se biseautent en onlaps successifs au contact d'une remontée marquée du substratum acoustique. Sur la marge provençale, ce substratum reste subaffleurant tout le long de son évolution *post-rift* (talus abrupt de la marge actuelle). Sur la marge catalane, les séries miocènes recrovent partiellement les structures héritées du *rifting* oligo-aquitaniens. Des portions du socle restent affleurantes ou sub-affleurantes pendant le Plio-Quaternaire. Le jeu des flexures et des failles normales, et la proximité du socle pyrénéen, déterminent une physiographie généralement accidenté visible encore aujourd'hui (Got, 1973; Canals and Got, 1986).
- **sur la zone centrale du golfe du Lion (3)** -marge du Languedoc-Roussillon du Langhien au Tortonien- la série marine miocène est à l'origine du développement d'un plateau et d'une pente continentale, constitués par la mise en place d'une épaisse série sédimentaire. Les dépôts miocènes présentent des épaisseurs variables en fonction de leur position sur la plate-forme. La segmentation de la marge du Languedoc-Roussillon, héritée de l'Oligocène, a des conséquences sur la répartition des séries sédimentaires *post-rifting*. Au large du Languedoc, dans la partie Nord-Est de ce domaine, les dépôts miocènes sont peu épais, et l'érosion messinienne va directement affecter le substratum carbonaté karstifié du Jurassique (Gorini et al., 1993). Au Sud-Ouest de la plate-forme, au large du Roussillon, les sédiments miocènes constituent des séries de remplissage de zones effondrées en particulier au niveau du Graben Central (1000 m de sédiments *post-rift*, selon Mauffret *et al.* (2001). Dans ce secteur, les séries miocènes sont ultérieurement basculées lors d'une tectonique extensive au Miocène supérieur (Mauffret et al., 2001). A cette époque, le jeu des zones de transfert catalane et Rascasse décalent les séries sédimentaires miocènes. Ces accidents, hérités de la structuration oligo-aquitaniens, vont être soulignés par des accidents topographiques importants dans la paléo-géographie messinienne (Mauffret



et al., 2001). Dans le bassin profond, les sédiments marins du Burdigalien au Langhien-Serravallien scellent, sous une couverture qui peut atteindre 3000 m d'épaisseur (Gorini et al., 1993; Gorini et al., 1994), la majeure partie du relief structural des grands accidents du substratum *anté-rift*.

#### II.1.4. L'événement messinien

Le Messinien correspond en Méditerranée à un événement tectono-eustatique majeur. Cet événement a eu des conséquences importantes sur la physiographie des marges méditerranéennes et donc sur la marge du golfe du Lion. En amont une baisse brutale du niveau de la mer se manifeste par un hiatus érosif généralisé - la surface d'érosion messinienne. Les modalités d'érosion messinienne, à l'aplomb de la plateforme actuelle, sont mises en évidence dans la carte publiée par Guennoc (2000) qui reprend les travaux précédents de Gorini. Sur cette carte, en s'appuyant sur les profils LRM, une carte des paléo réseaux fluviaux messiniens a été établie par Lofi (2002) (Figure II-8)

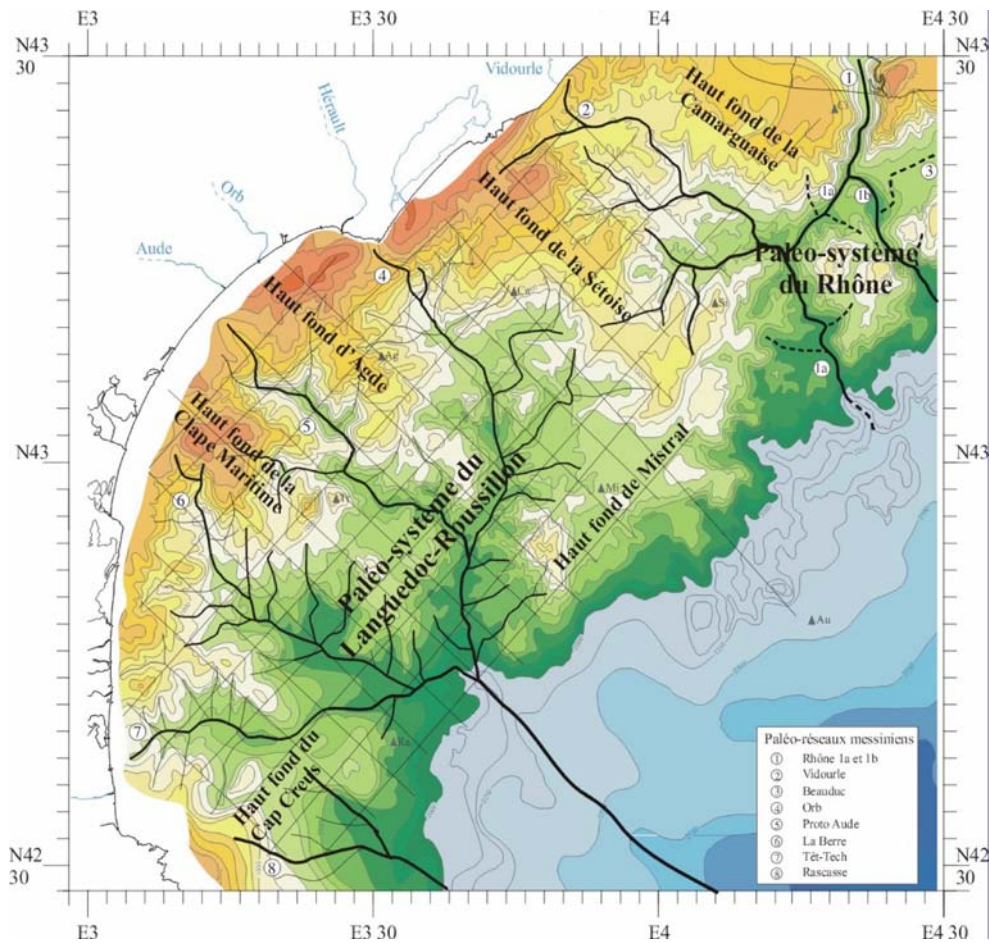


Figure II-8: Carte de isocontours de la surface d'érosion messinienne (Guennoc et al., 2000), avec les réseaux fluviaux établi par Lofi (Lofi, 2002).



Cette érosion sub-aérienne est relayée vers l'océan par le creusement de nombreux canyons (Clauzon et al., 1990; Clauzon et al., 1996). Dans le milieu profond, cette période, que l'on appelle la crise de salinité messinienne, est caractérisée par l'accumulation d'évaporites (Ryan et al., 1973; Cita, 1980).

#### II.1.4.1. Les séries évaporitiques

Ces séries évaporitiques sont décrites, d'après les données de sismique réflexion et des forages, par une succession de trois unités (Figure II-9):

- **les évaporites inférieures** ne sont observées qu'au centre des bassins et ne sont pas toujours visibles; leur épaisseur est estimée à 400-500 m et leur nature est établie par analogie avec la série du bassin de Caltanisseta (alternance de marnes, anhydrite, ...) due à l'absence d'un forage profond dans la zone traversant de cette unité (Wegel, 1973).
- **le sel massif**, constitué de halite, est représenté par une unité à faciès sismique transparent, épaisse de 800 m environ. Dans le bassin profond, cette unité peut être remarquablement continue mais elle est, le plus souvent, perturbée par de nombreux phénomènes d'halocinèse (diapirs isolés ou alignés, de taille variable, anticlinaux et murs de sel). Certains de ces diapirs sont "remontés" suffisamment haut au sein de la couverture sédimentaire plio-quadernaire pour provoquer des reliefs de quelques dizaines de mètres sur le fond marin. Les plus nombreux sont observés dans le bassin autour du delta profond du Rhône et en mer Ligure (Menard et al., 1965; Leenhardt, 1968; Alla, 1970; Mauffret, 1976; Le Cann et al., 1985; Gaullier, 1993);
- **les évaporites supérieures**, d'aspect lité, transgressent parfois au delà de la limite amont du sel massif sur le paléo-talus miocène. Dans le golfe du Lion, seul le forage GLP2 a atteint cette séquence (300 m de sel, argile salifère et anhydrite en alternance) (Gorini et al., 1993).

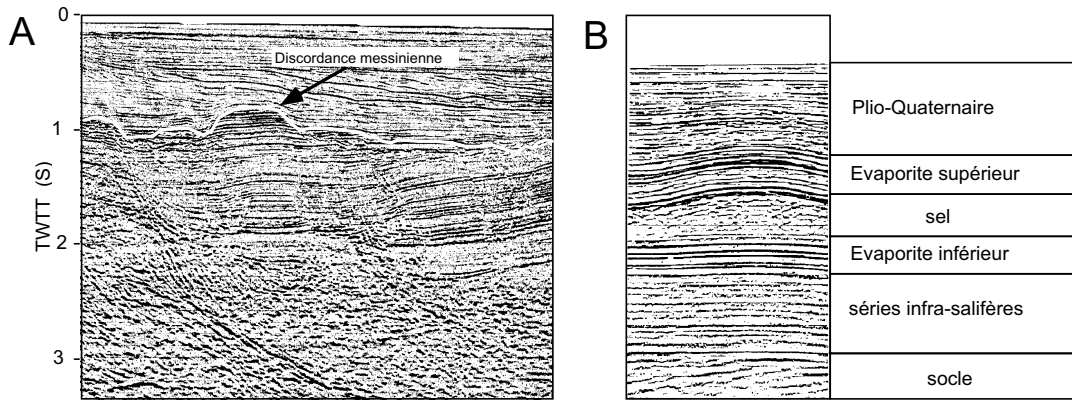


Figure II-9: La surface d'érosion messinienne dans le domaine du plateau continental (profil ELF, d'après Dos Reis [2001]). B: Séquences sismo-stratigraphiques dans le bassin profond, profil ECORS NW (d'après Réhault (1984))

#### II.1.4.2. La surface d'érosion messinienne

Lorsqu'elle est enfouie sous la sédimentation plio-quadernaire, la surface d'érosion messinienne (Figure II-9a) apparaît clairement sous la forme d'un réflecteur irrégulier et assez souvent légèrement diffractant. Cet horizon constitue le marqueur le plus étendu et le mieux repéré sur les marges méditerranéennes. La surface, largement érosive sur toute la plate-forme du golfe du Lion, constitue une surface isochrone fossilisée par une remontée rapide du niveau marin au Pliocène inférieur (Clauzon et al., 1996). Les données de forages du golfe du Lion donnent, pour les sédiments discordants sur le Miocène, des âges autour de 5.3 Ma (intervalle condensé à 5.3 Ma de la zone à *G. Margaritae* *G. Puncticulata* et *Sphaeroidinellopsis* du forage Autan, localisé sur le paléo-talus miocène, ((Suc, 1981), cités par Dos Reis, 2001). Vers le large, cette surface d'érosion est raccordée classiquement à la base des dépôts messiniens – les évaporites inférieures (Cita and Ryan, 1973). Dans le golfe du Lion, le sel cède progressivement la place vers l'amont à une unité sismique chaotique. Cette unité a été interprétée sur la marge provençale comme étant un produit d'érosion (Savoie and Piper, 1991, Lofi, 2002).

#### II.1.4.3. Hypothèses sur l'origine de l'événement messinien

A la suite des forages DSDP (legs 2, 3 et 4), l'hypothèse d'un assèchement complet des bassins profonds (1500 à 2000 mètres) en Méditerranée a été émise (Hsü et al., 1973; Cita, 1980). Le modèle proposé par Hsü *et al.* (1973) impliquait des assèchements successifs, et donc des remises en eau périodiques à partir de "cascades" situées au niveau du détroit de Gibraltar (Figure II-10a). Dans l'hypothèse proposée par Nesteroff (Nesteroff, 1973), le sel se déposait dans un bassin peu profond (500 mètres ou moins) qui subit une subsidence

importante, non seulement du fait de la surcharge des évaporites, mais aussi sous l'effet de contraintes tectoniques au début du Pliocène (*figure II-10 b*).

Les partisans de l'hypothèse d'une Méditerranée peu profonde au Messinien ont surtout opposé à l'hypothèse des bassins profonds asséchés, l'existence des divers bassins évaporitiques actuellement émergés (Rouchy, 1982). Un autre argument souvent cité est l'existence de mouvements verticaux post-messinien, parfois importants sur les marges, qui décalent les surfaces ou dépôts évaporitiques messiniens. De tels décalages de la surface messinienne sont connus, par exemple, sur la marge des Baléares ou de Sicile (Stanley et al., 1974).

On sait que la Méditerranée était, bien avant la crise, climatiquement prédisposée à la dessiccation (Suc and Bessais, 1990). La crise de salinité a débuté vers 5.9-6.0 Ma pour s'achever à 5.32 Ma (Gautier et al., 1994; Krijgsman et al., 1999; Roger, 2000)).

TWO ANTITHETIC MODELS FOR THE MEDITERRANEAN MESSINIAN SALINITY CRISIS

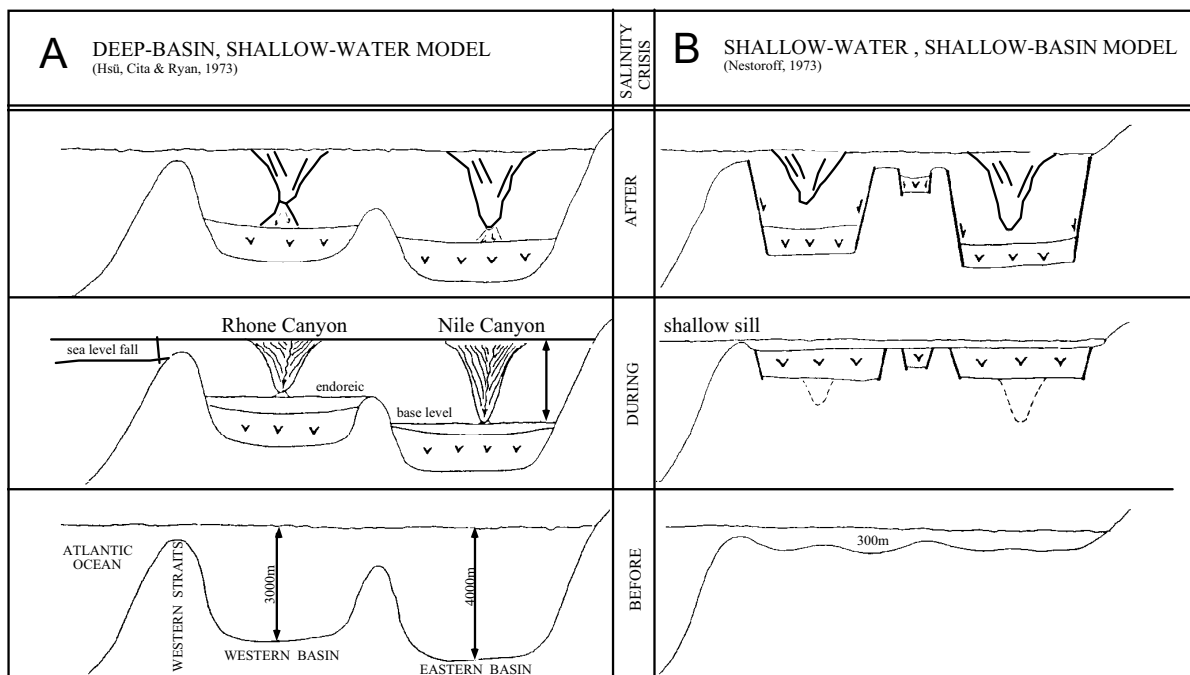


Figure II-10: Les deux principaux modèles proposés pour expliquer la crise de salinité messinienne. Le modèle de bassin profond - eau peu profonde " deep basin-shallow water model " de Hsü (Hsü et al., 1973) considère que la profondeur d'eau du bassin avant le ravinement était comparable à celle du bassin actuel. Le modèle de bassin peu profond - eau peu profonde " shallow basin-shallow water model " de Nestoroff (1973) prône des conditions initiales de dépôts dans une cuvette évaporitique peu profonde, soumise par la suite à un régime de tectonique verticale de Clauzon (1982)

Récemment, un scénario a été proposé pour réconcilier les différences d'altitude entre les bassins salifères émergés et le modèle de bassin salifère profond (Clauzon et al., 1996).

Ces auteurs proposent l'existence de deux phases de dépôt. Une première phase de sédimentation évaporitique entre 6.0-5.9 Ma et 5.6 Ma dans des dépôt-centres marginaux au niveau des bassins actuels peu profonds (émergés du fait d'une surrection postérieure). Cette phase de sédimentation s'affecterait suite à un abaissement glacio-eustatique du niveau des océans (de l'ordre de 150 m) en relation avec les stades isotopiques glaciaires TG 22 et TG 20 (Shackleton et al., 1995). Dans un second temps l'effondrement du niveau de base méditerranéen vers 5.6 Ma serait à l'origine du dépôt des évaporites dans les plaines abyssales et du creusement des canyons. Cette seconde phase (entre 5.60 et 5.32 Ma), constitue la "véritable" crise de salinité en raison de son aspect catastrophique et serait intervenue alors que l'océan global connaissait un haut niveau (stades isotopiques TG 15 à TG 5 (Shackleton et al., 1995)). Des travaux récents montrent que l'origine de la réduction des communications entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée est à rechercher dans la fermeture tectonique des corridors au niveau du détroit de Gibraltar (vers 5.6 Ma, selon Krijgsman (1999). En résumé, la première crise évaporitique (marginale) serait la conséquence d'un forçage externe (glacio-eustatique) alors que la seconde crise évaporitique (assèchement quasi total du bassin méditerranéen) serait la conséquence d'un forçage interne (tectonique) (Clauzon et al., 1996). L'existence des dépôts salifères dans des bassins côtiers élevés ("perchés") à la fin de la crise de salinité (lors de la remontée du niveau marin) ont également été suggérés d'après l'étude de bassins côtiers du SE de l'Ibérie (Riding et al., 1998).

L'hypothèse d'un assèchement en deux phases re-proposé par Blanc (2000) reprend force après le travail de Lofi (2002) et la mise en évidence d'une phase de stationnement marin pendant l'assèchement du bassin.

#### **II.1.5. La tectonique salifère**

Différents styles de déformations halocinétiques ont été décrits dans le bassin Liguro-provençal, tels que des zones à nombreux diapirs ou la présence de failles listriques ancrées sur la couche de sel messinien, déformant la série plio-quadernaire (Droz, 1983; Le Cann et al., 1985; Gaullier, 1993; Sans and Sabat, 1993; Gorini et al., 1994; Dos Reis, 2001). Dos Reis (2001) a réalisé une carte schématique des provinces de déformations salifères dans le domaine du golfe du Lion (limites du système de failles normales et des dômes salifères) à l'échelle régionale (Figure II-11).

Le Cann (Le Cann, 1987) a émis l'hypothèse que les diapirs s'organisaient selon des directions privilégiées qui tradiraient les influences de la structure profonde de la croûte: la bordure externe de l'aire des dômes de sel de grande amplitude coïncide avec la limite océan - continent (COB); une plus grande ductilité de la couche de sel résulterait de cette position au-dessus d'une croûte océanique "jeune", au gradient thermique plus élevé (Gueguen, 1995). Gaullier pour sa part (Gaullier, 1993), à partir de modèles analogiques, privilégie le mécanisme de glissement gravitaire comme moteur de l'halocinèse, et émet l'hypothèse que l'orientation de dômes salifères serait contrôlé par une topographie résiduelle anté-messienne, héritée d'une tectonique ancienne.

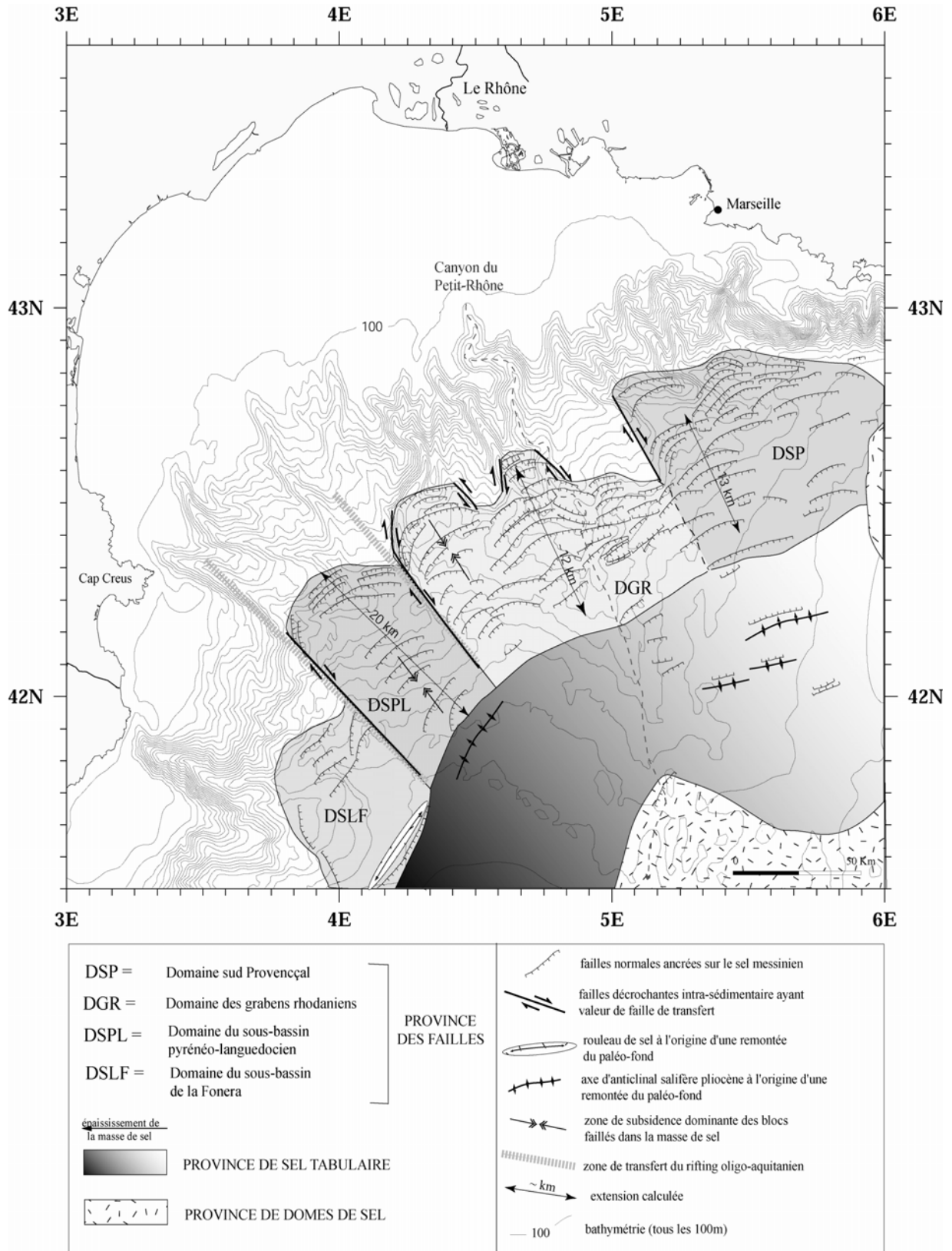


Figure II-11: Domaines structuraux contrôlés par la tectonique salifère déterminés par Dos Reis (2001).



Dans le domaine de la pente et du glacis continental, des auteurs ont aussi reconnu le caractère syn-sédimentaire des failles listriques (Droz, 1983; Droz, 1991; Gaullier, 1993; Gorini et al., 1994; Dos Reis, 2001). Gaullier (Gaullier, 1993) a intégré le fonctionnement de ces failles au sein d'un même système global faille listriques /domaine non déformé /diapirs salifères, généré par une tectonique extensive superficielle induite par le glissement gravitaire de la couche salifère. Par la suite le travail de Dos Reis (Dos Reis, 2001) a permis de faire une cartographie à grande échelle du système de failles listriques, de déterminer les mécanismes de leur mise en place, et leur rôle dans le contrôle de l'espace disponible pour les sédiments turbiditiques plio-quadernaires. Sans et Sabat (Sans and Sabat, 1993) sont les seuls auteurs à avoir analysé cette tectonique extensive superficielle, dans une zone restreinte au large de la marge catalane.

#### **II.1.6. Pliocène-Quadernaire**

Après la crise de salinité messinienne, le Plio-Quadernaire correspond dans le bassin Liguro-provençal au rétablissement d'un environnement marin ouvert. Les dépôts plio-quadernaires, de haut niveau marin, sont composés pour l'essentiel de turbidites dans le bassin et de dépôts deltaïques sur la plate-forme (Cravatte et al., 1974). Les enregistrements sédimentaires sont sous l'influence des cycles glacio-eustatiques plio-quadernaires. Les principaux appareils sédimentaires en pied de talus du golfe du Lion et au niveau du glacis sont: l'éventail sous-marin du Rhône (Droz, 1983; Droz and Bellaiche, 1985; Bellaiche et al., 1989; Droz, 1991), les rides de Marseille/Planier et du Grand-Rhône (Droz, 1983; Coutellier, 1985; Bellaiche et al., 1989; Droz, 1991) et la "ride" pyrénéo-languedocienne (Berné et al., 1999).

Jusqu'à présent, la série plio-quadernaire dans la zone du talus et du glacis continental fut décrite principalement à partir de l'analyse de faciès sismiques:

- Alinat (1970) et Alla (1972) décrivent cette série comme comportant deux sous-unités sismiques: une sous-unité inférieure, à faciès sismique plutôt transparent, attribuée à des dépôts argileux d'âge pliocène; et une sous-unité supérieure stratifiée, avec des discordances internes, attribuée à des sédiments argilo-sableux d'âge quadernaire. Un réflecteur d'expression régionale, le réflecteur G, sépare ces deux sous-unités (Alla et al., 1972);
- Droz (1983, 1991), dans le domaine de l'éventail profond du Rhône, reconnaît également deux sous-unités sismiques (mésoséquence inférieure et supérieure)

caractérisées à la base par des faciès lités réguliers exempts de trace de chenalisation et par le passage progressif à des corps chenalisés dont l'épaisseur et le degré d'organisation augmentent vers le sommet de la séquence. Les forages pétroliers disponibles dans la région (GLP1 et GLP2), ont permis à Droz (1983, 1991) d'attribuer un âge Pliocène à la mésoséquence inférieure, et un âge Quaternaire à la mésoséquence supérieure (Figure II-12).

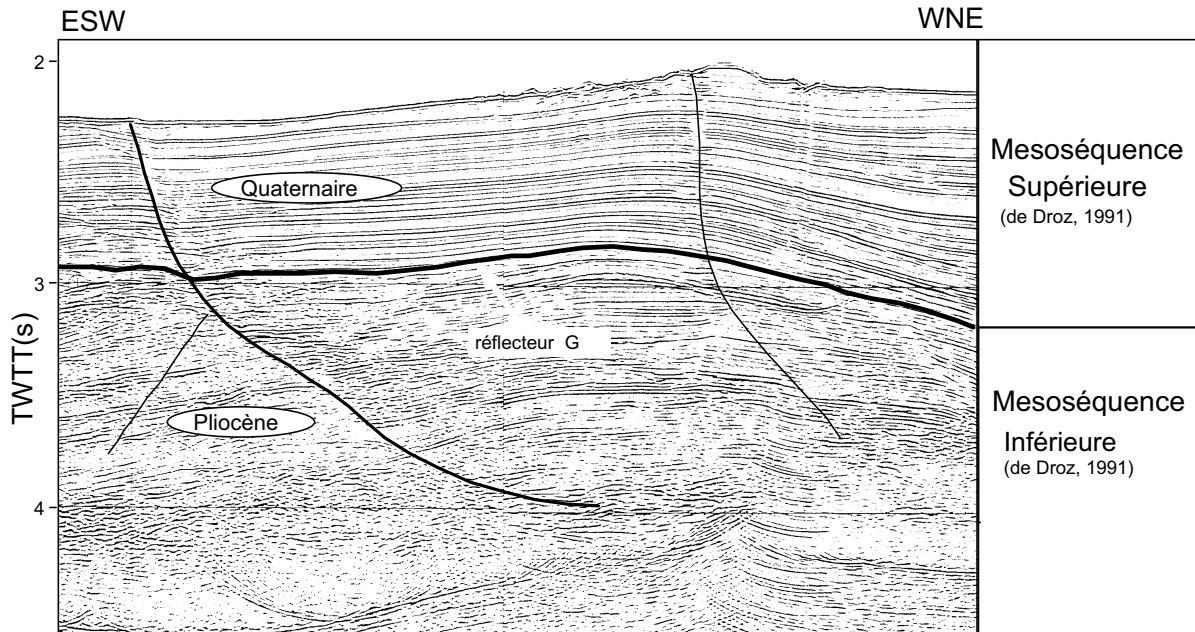


Figure II-12: Mésoséquences plio-quaternaires de l'éventail sous-marin du Petit-Rhône (d'après Droz, 1991). La succession verticale des unités est caractérisée dès la base du Pliocène par le passage progressif à des corps chenalisés dont l'épaisseur et le degré d'organisation augmentent vers le sommet de la séquence. Cette superposition indique une succession d'environnements sédimentaires passant d'un domaine de plaine abyssale non chenalisé à la base, à un domaine d'éventail inférieur puis moyen au sommet de la série. La mésoséquence supérieure (séries inférieure, intermédiaire et supérieure) caractérise les séries postérieures de l'éventail profond du Rhône, comportant des caractéristiques communes de complexes de chenaux-levées liés, selon l'auteur, à l'alimentation d'un canyon unique, le canyon du Petit-Rhône, et à sa migration au cours du temps.

- Bellaiche *et al.* (Bellaiche et al., 1989) ont aussi proposé, à partir de données sismiques multitraces, une subdivision de cette série en deux sous-unités, cette fois-ci composée d'une sous-unité inférieure à faciès sismique homogène et des réflecteurs internes peu contrastés, à laquelle est attribuée un âge Pliocène inférieur; et une sous-unité supérieure à faciès sismiques hétérogènes (lités, transparents et/ou chaotiques) sous forme géométrique lenticulaire et d'âge Pliocène moyen - Quaternaire supérieur.
- Pour la portion de la marge à l'ouest du Canyon de Sète, Canals (1985) et Canals et Got (1986) ont aussi proposé une stratigraphie pour la série plio-quaternaire basée sur l'interprétation de données sismiques haute résolution montrace. Ces auteurs ont

divisé la série plio-quadernaire également en deux sous-unités: une inférieure, caractérisée par un faciès sismique transparent attribué à des dépôts pélagiques et héli-pélagiques argileux d'âge Pliocène; et une supérieure, quadernaire, bien stratifiée, constituée par une alternance de réflecteurs de forte à faible amplitude, qui peut correspondre à des séries turbiditiques, dont la base est une discordance angulaire (le réflecteur G). Au sein de cette séquence quadernaire, ces auteurs identifient un réflecteur R auquel ils attribuent un âge Quadernaire moyen.

La synthèse des données chrono-stratigraphiques réalisée par Dos Reis (2001) indique:

- **forage Autan**, une épaisseur du plio-quadernaire de ~2320 m et la limite Plio-Quadernaire à ~890 m au-dessous du fond sous-marin;
- **forage GLP2**, un Plio-quadernaire caractérisé par des séries marneuses marines qui ont une épaisseur de ~2200 m et une limite plio-quadernaire à ~580 m au-dessous du fond.
- **forage GLP1**, une limite plio-quadernaire à 900 m au-dessous du fond. Le forage s'arrêtant à ~3600 m de profondeur (sans traverser toute la colonne plio-quadernaire), on peut estimer une épaisseur minimale de ~2700 m pour le Pliocène.

L'architecture sédimentaire plio-quadernaire de la marge du golfe du Lion semble l'héritage de la morphologie messinienne, dans la construction sédimentaire pliocène à terre (Clauzon et al., 1990; Clauzon et al., 1996) et sur la plate-forme érodée (Fouchet, 1998; Lofi, 2002; Rabineau, 2001). Au Pliocène inférieur, la remise en eau du bassin méditerranéen a été très rapide. Une telle remontée d'environ 1600 m sur cette marge a créé un considérable espace d'accommodation sédimentaire le long des vallées étroites et profondes – les rias (Clauzon et al., 1996). Le résultat de cette remontée, sur une marge caractérisée par l'incision de canyons profonds, a eu pour effet le piégeage proximal des apports et le colmatage de ces axes sous forme de *Gilbert deltas*. Ce régime sédimentaire a donc permis la reconstruction progressive du plateau vers le large (Clauzon et al., 1996), alors qu'une section condensée s'est mis en place dans le bassin profond (Ryan et al., 1973).

## II-2. Physiographie actuelle du golfe du Lion

Le golfe du Lion est une marge passive et comme telle, elle peut être divisée en quatre domaines physiographiques "classiques": la plate-forme continentale, la pente continentale, le glacis continental et la plaine abyssale. Néanmoins, le contexte tectonique de formation de

la marge et le contexte sédimentaire de la zone font que le golfe du Lion présente des caractéristiques originales parmi les marges méditerranéennes.

### **II.2.1. La plate-forme continentale du golfe du Lion**

La plate-forme continentale du golfe du Lion a une largeur maximale de 70 km (dans la partie occidentale). Le rebord de la plate-forme se situe à une profondeur qui varie, selon les régions, entre 120-180 m, voire 100 m au sud de la Provence. Dans d'autres régions de la Méditerranée occidentale, la plate-forme continentale n'existe pas ou est très réduite. C'est le cas du bassin Ligurien (la plate-forme a moins de 10 km de large de Toulon à Gênes) et des côtes de l'Algérie et du Maroc méditerranéen. Dans la plus grande partie de la Méditerranée occidentale et en particulier dans le golfe du Lion, le rebord de la plate-forme est entaillé par de nombreux canyons. Cet aspect sera développé dans le chapitre IV et les interprétations stratigraphiques de la couverture sédimentaire de la plateforme dans le chapitre V.

Sur la côte du Roussillon-Languedoc, les pentes moyennes entre 0 et 20 m sont de 1,5 % ( $0,86^\circ$ ) (Argelès à Leucate) à moins de 1 % au nord de Leucate et jusqu'à Sète; localement la pente peut-être très faible: 0,3 % ( $0,17^\circ$ ) (CSCF, 1984).

Le profil de dépôt actuel (dépôts de haut niveau) correspond à une construction sédimentaire en forme de prisme appelée *Prisme Sédimentaire Épicontinental*, résultat des interactions et des caractéristiques des domaines fluviaux et marins (Figure II-13) (Aloïsi, 1986; Aloïsi et al., 1977). Les profils peuvent être très variables localement, en particulier si l'on se place au niveau du prodelta actuel (prodelta de Roustan) ou au niveau des flèches (flèche de La Gracieuse). La variabilité vient aussi de l'existence de dépôts plus anciens (prodelta fossile de Pégoulie par exemple).

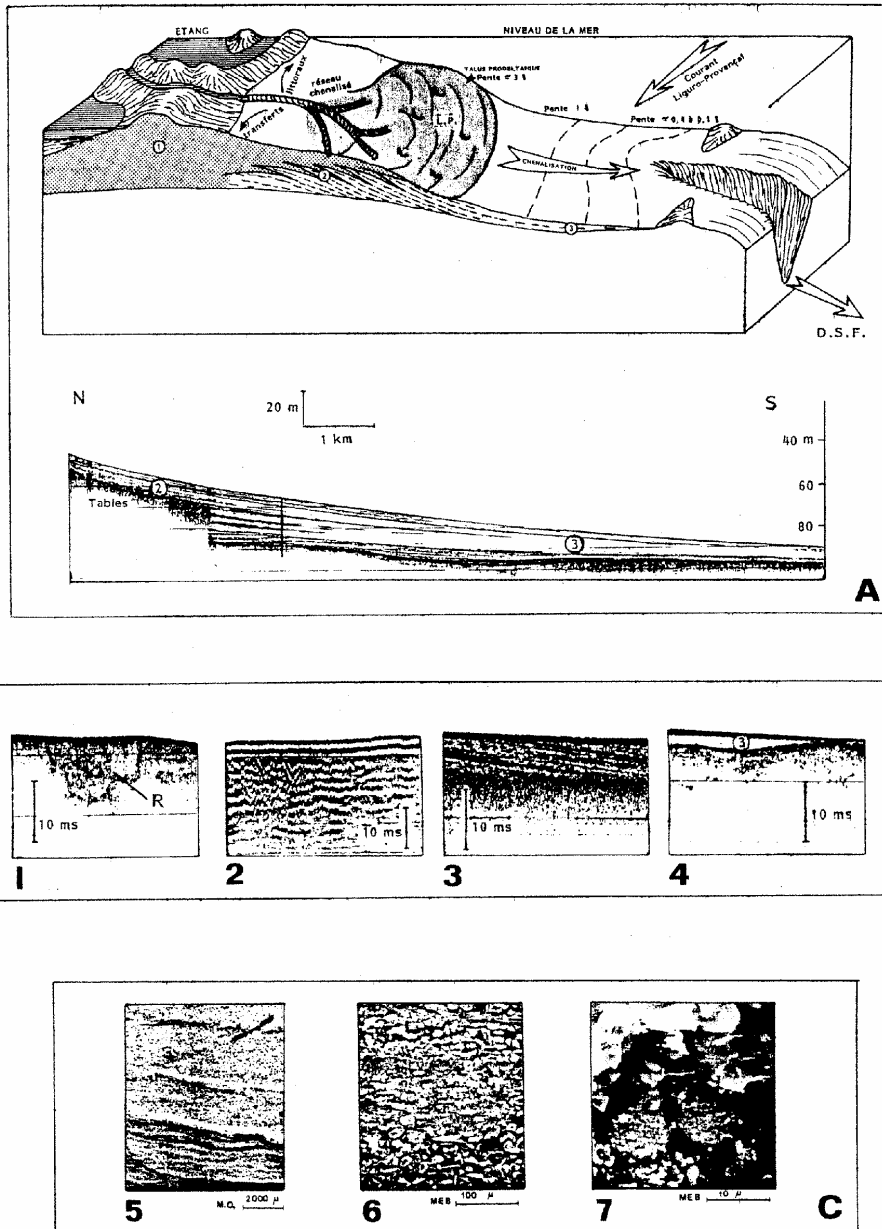


Figure II-13: A) Schéma du prisme sédimentaire épicontinental (P.S.E.) et coupe au sondeur de sédiment 3,5kHz de l'unité rhodanienne actuelle. 1) Domaine proximal dominé par les apports chenalisés et les transits littoraux. 2) Lobe prodeltaïque (L.P.) à structures litées et bulbeuse. 3) Domaine distal à dominante pélitique et. 4) Remobilisation des dépôts. B) Structures acoustiques des trois domaines du P.S.E. 1) Réponse acoustique, au sondeur 3,5 kHz, du domaine sableux littoral montrant des remplissages de chenaux (R). 2) Réponse acoustique du même secteur, au sparker 1000J. 3) Stratification oblique d'échelle métrique et phénomène d'écran acoustique ("Tables") du domaine prodeltaïque (3,5 kHz). 4) Faciès acoustiquement transparent du domaine distal (3) du P.S.E., reposant ici sur un faciès proximal à réponse acoustique de type 1 C) Microstructures des dépôts prodeltaïques, observées au microscope optique (M.O.) et au microscope électronique (M.E.B). 5 et 6: alternances argilo-silteuses d'échelle centimétrique à millimétrique; 7: minéralisations sulfurées développées ici dans un faciès bulleux (d'après Aloïsi, 1977).

Les sédiments du *Prisme Sédimentaire Épicontinental* (PSE) montrent une diminution progressive de la granulométrie de la côte vers le large (Aloïsi et al., 1977). D'amont en aval,

ce prisme est constitué par des dépôts côtiers et littoraux (sableux, sablo-silteux à sablo-argileux) de 0 et -30 m (Aloïsi, 1986). Le front deltaïque du Rhône est long d'environ 60 km. La lithologie des dépôts de ce front, observée à partir des carottages superficiels, consiste en une alternance rythmique de niveaux sableux et silto-argileux formant une série globalement granocroissante vers le haut (El Hmaïdi, 1993). L'épaisseur du prisme atteint 40-50 m à l'embouchure du Grand-Rhône. Vers le large (sur une distance d'environ 5 km), le prisme s'amincit et atteint une épaisseur supérieure ou égale à 2 m sur la plate-forme moyenne. Vers le large, les niveaux sableux passent à des vases grises silteuses, à taches et passées noires associées à la matière organique (Torres, 1995). Au-delà de -30 m, les dépôts sont essentiellement pélitiques (>50%) et les cortèges argileux témoignent de l'origine des sources d'alimentation avec trois grandes provinces: rhodanienne, languedocienne et pyrénéenne. La couverture sédimentaire holocène est donc organisée en bandes parallèles à la côte ou aux isobathes (Figure II-14).

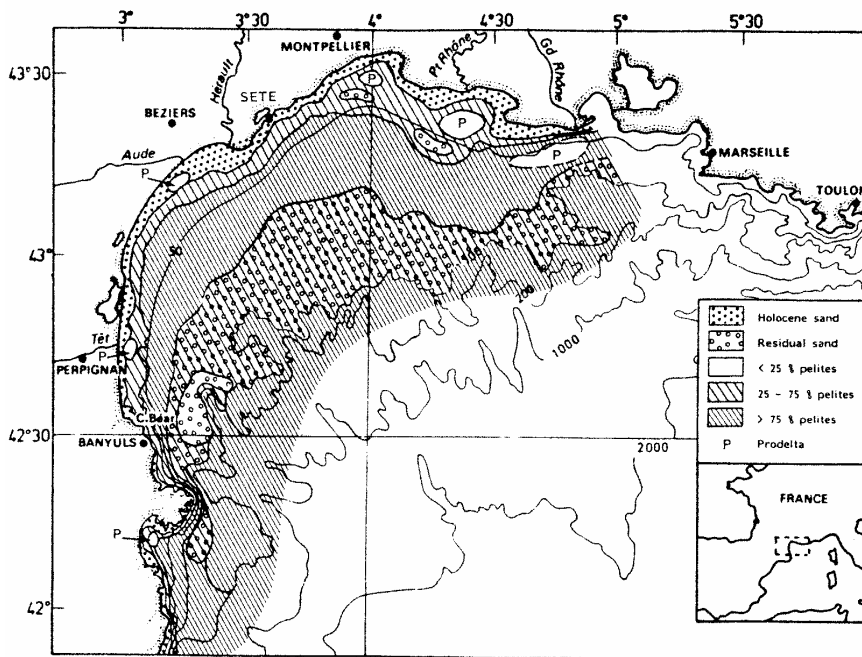


Figure II-14: Carte sédimentologique des sédiments de surface. P, prodelta. (Aloïsi, 1986; Got, 1973; Got et al., 1990; Monaco, 1971).

Un mécanisme particulier, la floculation, a été mis en évidence (Pauc, 1970; Monaco, 1971 in Aloïsi et al., 1975b): elle conduit à l'envasement précoce et à l'enrichissement en pélites à proximité des embouchures fluviales et à la formation de prodeltas (plus de 60-90 % de pélites) à une profondeur inférieure à -30 m. Le taux de sédimentation au sein du PSE atteint plusieurs dizaines de centimètres par an au centre du dépôt; ce taux diminue selon

une loi exponentielle vers le large et n'est plus que de 10 cm/an à ~10 km pour devenir négligeable à ~20 km de la côte.

L'alimentation par les sédiments en suspension du Rhône se réalise par le biais de trois niveaux turbides décrits par Aloïsi (Aloïsi et al., 1979) et existant sur la majorité du plateau du golfe du Lion (Figure II-15): (i) une couche superficielle de quelques centimètres dont la charge solide est d'une dizaine de mg/l près de l'embouchure mais qui diminue très rapidement (75% de la charge est perdue à 4 ou 5 km de l'embouchure); (ii) des couches turbides intermédiaires de quelques mètres liées à la présence de la thermocline d'été et dont la charge est issue de la couche superficielle; et (iii) une couche néphéloïde de fond, présente dès l'embouchure et atteignant 20 m d'épaisseur et une charge supérieure à 5mg/l. La plus grande partie de la charge solide du Rhône est concentrée et transportée dans cette couche de fond. La répartition des sédiments sur l'ensemble de la plate-forme est alors assurée principalement par le courant liguro-provençal.

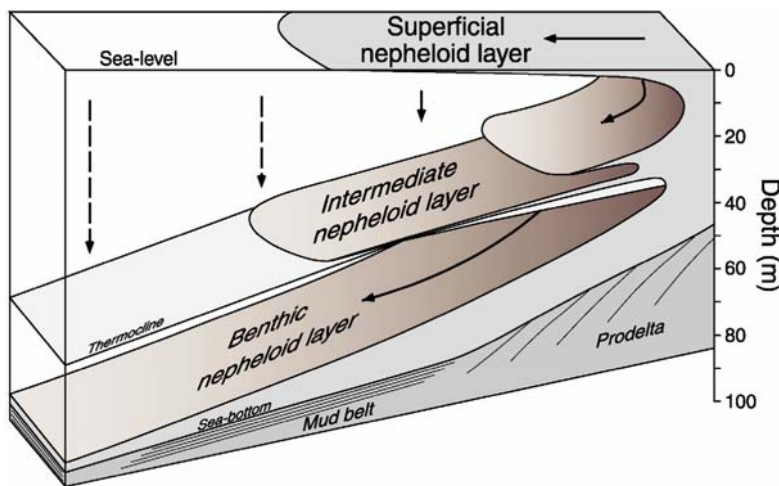


Figure II-15: Relations entre les structures hydrologiques et hydrosédimentaires dans les milieux stratifiés des mers sans marée. Schéma du système turbide multicouche au large du Delta du Rhône (d'après Aloïsi et al., 1979; redessiné par Torres, 1995).

### II.2.2. La pente continentale du golfe du Lion

Elle peut être divisée en plusieurs segments qui présentent des déclivités différentes: relativement faible (1,5-3°) au large du Languedoc (Got et al., 1979), la pente s'accroît (2 à 8°) vers l'Est (Bellaïche et al., 1984) et vers la côte catalane, à l'Ouest. Au niveau de l'Ebre, la pente atteint 3,5° (Monaco et al., 1982). Le long des côtes provençale, alpine et corse, ainsi qu'au Sud des Baléares, au large du Maroc et de l'Algérie, la pente continentale est, au



contraire, très fortement inclinée. Les caractéristiques morphologiques des canyons qui dissèquent la pente en s'atténuent vers 1500 m, ainsi que une description détaillée de la pente continentale, sera présentée dans le chapitre IV.

### **II.2.3. Le glaciaire continental**

Il est représenté, dans le golfe du Lion, par deux entités majeures: la “ ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne ” à l’Ouest, et l’éventail profond du Rhône.

#### **II.2.3.1. La “ ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne ”**

Une importante zone d’accumulation sédimentaire, dont l’épaisseur avoisine 1 seconde temps double, se situe au pied de la pente et sur le glaciaire le long de la marge catalano-languedocienne. Cette accumulation a été mise en évidence par plusieurs auteurs sous diverses appellations: “ *Catalonia Fan* ” (Got and Stanley, 1974), “ accumulation des canyons pyrénéens ” (Canals, 1985) ou “ *Pyrenean canyons deep sedimentary body* ” (Alonso et al., 1991). Elle se situe à l’ouest du canyon de Sète, et sa forme arquée suggère un domaine d’éventail sous-marin associée par divers auteurs (Got et Stanley, 1975); (Canals, 1985); (Alonso et al., 1991) à l’activité des canyons pyrénéo-languedociens: les canyons de Sète, de l’Hérault, de Lacaze-Duthiers, de l’Aude et du Cap de Creus.

La campagne Calmar-97 a permis de reconnaître d’autres traits dans cette région. (Berné et al., 1998a et Droz, 1997) ont remarqué des accumulations sédimentaires en haut de la pente, résultant de la migration et de la superposition de l’ensemble des apports des canyons pyrénéo-languedociens. Ces caractéristiques morfo-sédimentaires ont amené ces auteurs à baptiser cette accumulation du nom de “ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne”, par analogie avec la ride du Var. Ces auteurs attribuent un rôle majeur au canyon de Sète en tant qu’axe de transport sédimentaire principal et évoquent la construction préférentielle d’une ride sur le versant droit du système de canyon-chenal. Cependant Dos Reis constate que la “ ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne ” n’est pas construite préférentiellement sur les versants droits de vallées sous-marines, comme la ride du Var ou les rides de Marseille-Planier et du Grand-Rhône, et que la désignation de ride sédimentaire semble inappropriée (Dos Reis, 2001).

### II.2.3.2. L'éventail profond du Rhône

Il s'étend de la base de la pente continentale jusqu'à la plaine abyssale au nord des îles Baléares sur une longueur totale de 300 km et une largeur maximale de 200 km. Il occupe une superficie d'environ 70 000 km<sup>2</sup> et sa mise en place est essentiellement due à l'activité du canyon du Petit-Rhône. Sa morphologie actuelle, marquée par un bombement du glacis du golfe du Lion, relève des derniers épisodes de construction sédimentaire de cet appareil dont trois domaines morpho-structuraux ont été cartographiés (Droz, 1983; Droz, 1991) (Figure II-16).

Un domaine supérieur (*upper fan*) est situé entre les isobathes de 1350-2000 m sur une pente de déclivité d'environ 1°. Ce domaine est marqué par la seule vallée du Petit-Rhône. Cette vallée, perchée et bordée par des levées, a une largeur de 2 à 5 km et présente un fond plat entaillé par un chenal de surcreusement (Figure II-16 *a*). Entre 2000-2300 m de profondeur, se trouve le domaine moyen (*middle fan*) qui s'étale sur une pente d'environ 0,5°. Ce domaine, où la vallée acquiert un cours sinueux et où les levées sont plus atténuées, correspond à la zone de migration latérale du chenal (Figure II-16 *b*). Et finalement, le domaine inférieur (*lower fan*) qui s'étale, à partir de l'isobathe de 2300 m, sur une pente de faible déclivité (0,24-0,3°) vers le bassin profond. Ce domaine correspond à une zone caractérisée par une ramification des chenaux secondaires de taille très réduite (Figure II-16 *c*) (Droz, 1991; Torres, 1995).

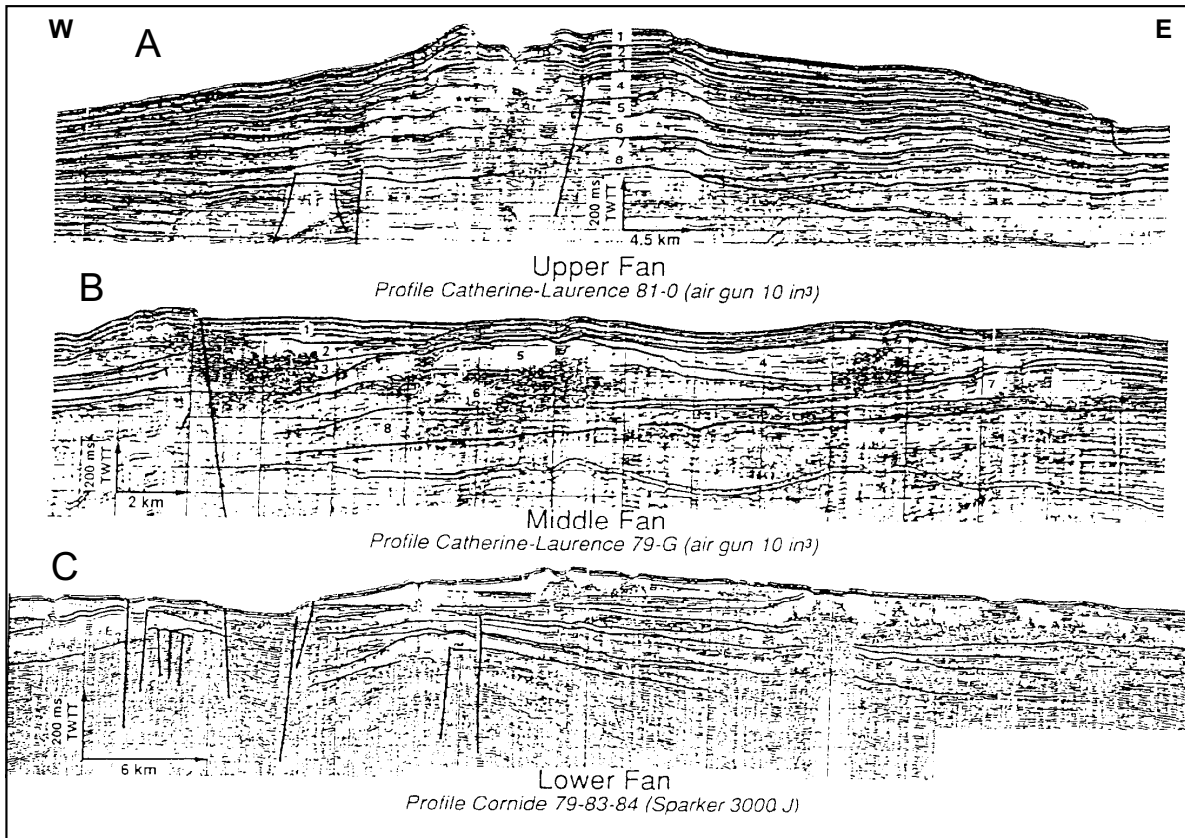


Figure II-16: Domaines morpho-structuraux de l'éventail sous-marin du Petit-Rhône et organisation interne de la série supérieure. L'organisation de cette série varie selon les domaines morpho-structuraux. Elle est définie par un empilement des unités acoustiques turbiditiques spécifiques à chaque domaine, qui traduit l'évolution spatio-temporelle des axes d'alimentation (d'après Droz, 1983)

La structure interne et le mode de croissance de l'éventail sont définis par l'empilement d'unités sismiques lenticulaires qui divergent progressivement vers l'aval, en raison de la migration spatio-temporelle du système de chenaux-levées. Ces unités présentent un faciès diffractant, chaotique axial et des faciès lités convergents correspondant aux levées latérales (dépôts de débordement). Des unités sismiques transparentes reposent en discordance sur les unités lenticulaires et sont interprétées comme des dépôts gravitationnels (Droz, 1991; Bellaiche et al., 1989; Torres, 1995). Une coupe schématique de la position et de la chronologie de mise en place des édifices turbiditiques de la marge du golfe du Lion proposée par Droz (1991) est présentée dans la Figure II-17.

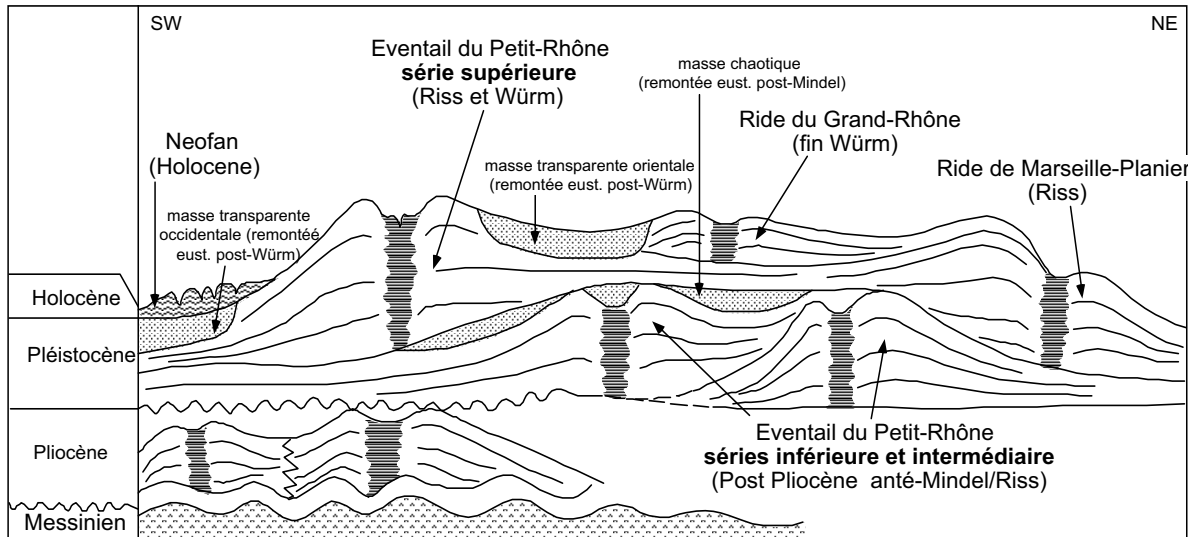


Figure II-17: Coupe schématique de la position et de la chronologie de mise en place des édifices turbiditiques de la marge du golfe du Lion (redessiné par Dos Reis (2001) à partir de Droz (1991)).

Droz (1991) signale également, que le passage d'une mésoséquence à l'autre n'est pas progressif. Il serait réalisé par l'intermédiaire d'une surface d'érosion au toit de la série basale et d'un hiatus de non-dépôt correspondant à la durée de la mise en place des séries intermédiaire et inférieure (dont les aires de dépôts se situent à l'Est). Droz (1983, 1991) et (Droz and Bellaiche, 1985) suggèrent que des écoulements en masse provenant de la pente continentale pourraient être les responsables du blocage et, par conséquent, de la migration du chenal principal.

#### II.2.4. La plaine abyssale

La plaine abyssale est située dans la partie centrale du bassin Algéro-provençal; elle s'étend au-delà de -2700 m, jusqu'à une profondeur maximale de -2800 m, ce qui est faible par rapport aux plaines abyssales dites "océaniques". Sa surface est très plate, interrompue par des reliefs sous-marins d'origine diapirique qui ceinturent, en particulier, l'éventail profond du Rhône.

Les variations de niveau marin ont engendré, pendant les périodes de glaciation, l'émersion du plateau continental et son érosion, provoquant un transfert des aires de dépôt vers la pente continentale et le bassin profond du golfe du Lion (Droz, 1983, 1991). A partir du Pliocène supérieur, la redistribution du transfert de sédiments va de paire avec l'apparition de canyons sous-marins en aval du rebord du plateau. Ces canyons forment un puissant réseau sous-marin avec une hiérarchie complexe et polyphasée de creusement et construction sédimentaire (Figure II-17). Ce réseau assure le cheminement des apports détritiques et la

mise en place sur la marge d'appareils sédimentaires progradants, comme l'éventail sous-marin du Rhône, la "ride sédimentaire pyrénéo-languedocienne", et les rides sédimentaires de Marseille-Planier et du Grand-Rhône (Droz, 1983, 1991).

### **II-3. Hydrodynamique, climat et processus sédimentaires**

La Méditerranée est un petit océan longitudinal relié au système océanique global par le détroit de Gibraltar et entouré par des masses continentales avec de grandes variabilités d'altitudes et d'expositions. Elle est particulièrement sensible aux variations climatiques.

#### **II.3.1. Le climat actuel de la Méditerranée occidentale et son influence sur la dynamique sédimentaire**

La Méditerranée se situe à la limite entre la région climatique subtropicale et celle des moyennes latitudes, ce qui la rend particulièrement sensible à un déplacement de cette limite. Le système atmosphérique Nord Atlantique a une influence directe en Méditerranée occidentale. Réciproquement, il se trouvera modifié par la Méditerranée au fur et à mesure de sa progression vers l'Est (Gacic et al., 1999).

Le climat qui règne dans le golfe du Lion à l'heure actuelle est caractérisé par la fréquence et la violence des vents, la longue durée de l'insolation, une température chaude en été et tiède en hiver, avec une grande amplitude diurne, des précipitations moyennes réparties sur un petit nombre de jours et tombant sous forme d'averses violentes. Trois facteurs principaux contrôlent la dynamique du climat:

- 1/ la mer Méditerranée, dont la température de l'eau ne descend pas – même dans les zones abyssales – en dessous de 10 °C (Haq and Boersma, 1998), joue un rôle modérateur;
- 2/ les masses continentales ceinturant la mer et la proximité des hautes montagnes augmentent les précipitations. Les crues brutales transportent des masses importantes de matériaux arrachés à la montagne. Cette érosion est d'autant favorisée que la couverture végétale est faible;
- 3/ les irrégularités des bassins orographiques du NW de la Méditerranée induisent des vents qui changent abruptement de direction. Les vents sont extrêmement violents surtout ceux du secteur nord et du secteur oriental, principalement en hiver et pendant la journée. Les vents du secteur nord (Mistral –N- et Tramontane -WENE-) sont très froids (Figure II-18). De la Camargue aux Pyrénées, le vent de tempête (> 90 km/h) est le vent d'E-SE.

Bien que moins fréquent que les vents du nord, il est beaucoup plus violent pouvant atteindre des vitesses de 120-150 km/h.

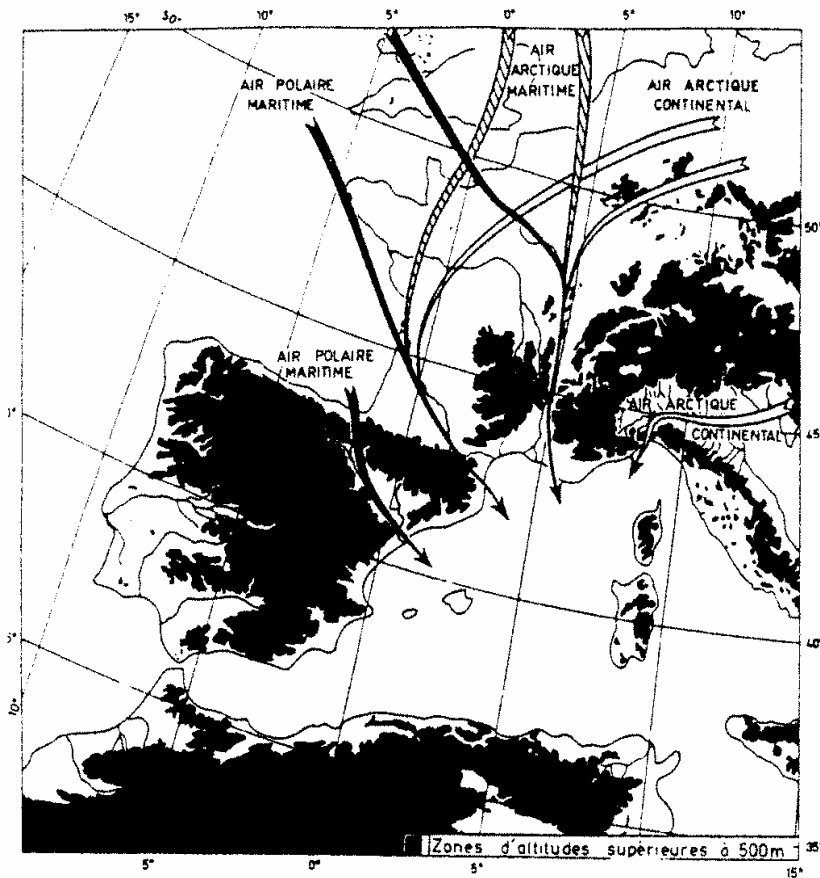


Figure II-18: Origine et trajectoire des masses d'air froid sur le nord du bassin méditerranéen (Fieux, 1972).

### II.3.2. Bassins versants, apports détritiques et dynamique fluviale des fleuves du golfe du Lion

Les fleuves alimentant le golfe du Lion (Figure II-19) doivent être divisés en deux catégories différenciées par la superficie du bassin versant, le débit et le régime. Il s'agit du Rhône alpin d'une part; des petits fleuves côtiers pyrénéens (Aude, Agly, Tech, Têt) et languedociens (l'Hérault, issu du Massif central) d'autre part.



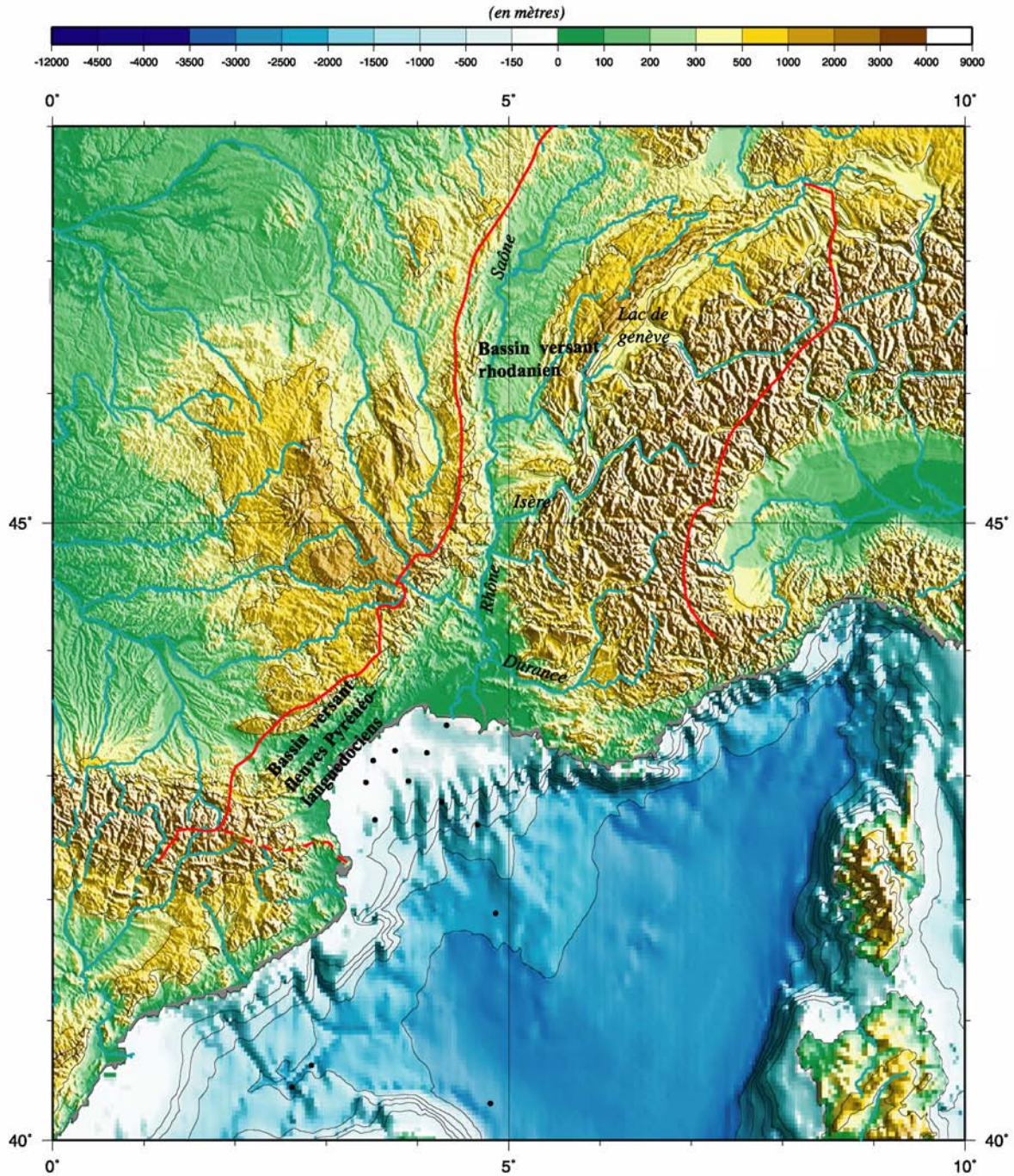


Figure II-19: Bassins versants et fleuves principaux du golfe du Lion (d'après Rabineau, 2001).

Le bassin versant du Rhône (100 000 km<sup>2</sup>) est alimenté principalement par les apports alpins et secondairement par ceux du Massif central. Les influences glaciaires, nivales, et pluviales sur l'ensemble du bassin versant induisent un régime hydrologique à forte variabilité intra- et inter-annuelle: des étiages bas (400 m<sup>3</sup>/s), des crues annuelles (4000 m<sup>3</sup>/s) et des crues exceptionnelles (11000 m<sup>3</sup>/s) (Arnaud-Fassetta and Provansal, 1999; Bruzzi, 1999). Jusqu'à la tête du delta, le Rhône a une pente de 0,35 à 0,85 ‰ permettant un transit solide important. Dans le delta, le Rhône se divise en deux bras principaux. Le grand Rhône

représente le bras le plus important (85-90 % des débits); il est caractérisé par son tracé rectiligne sur 50 km et sa profondeur moyenne voisine de 10 m marquée par une succession de seuils et de mouilles (Arnaud-Fassetta, 1998). Il transfère l'essentiel de sa charge au littoral. Le Petit Rhône, avec ses méandres, favorise lui le piégeage des sédiments (barres d'accrétion latérales et débordement). Le Grand et Petit Rhône ont donc deux dynamiques fluviales différentes.

Au début du XX<sup>ème</sup> siècle, la charge solide estimée du Rhône était de l'ordre de 30 à 40 Mt/an (CSCF, 1984; Parde, 1968). Le fleuve actuel a une charge solide estimée entre 2 et 8 Mt/an (Pauc, 1970; Pons, 1996 *in* Arnaud-Fassetta and Provansal, 1999; Bruzzi, 1999). La charge a été réduite (d'un rapport d'environ 1 à 5) à cause des aménagements hydrauliques réalisés à partir de 1960 (L'Homer et al., 1981; Arnaud-Fassetta, 1998). Depuis cette époque, les lits fluviaux du Grand et du Petit Rhône sont caractérisés par une augmentation (d'un rapport 1 à 6-7) de l'incision du chenal dans la plaine deltaïque qui atteint en moyenne 1,9 m et 2,7 m respectivement (Arnaud-Fassetta, 1998). L'incision des rivières de rang inférieur (Ardèche, Drôme, Isère, Drac par exemple) se réalise plus tardivement (Arnaud-Fassetta, 1998). Cette incision est attribuée à la réduction des flux liquides et solides et ce malgré la légère montée du niveau marin relatif mesurée dans le delta du Rhône (Suanez et al., 1997).

Les bassins versants des fleuves du Languedoc-Roussillon sont petits par rapport à celui du Rhône (Figure II-19 *et* Tableau II-1) mais leur apports solides pendant les crues sont, relativement, très importants car leur pente est forte sur une bonne partie de leur cours. Le régime de ces fleuves est dit " torrentiel ". Ainsi le débit solide de l'Aude correspond à 1/10 de celui du Rhône alors que son bassin versant est 20 fois plus petit; en d'autres termes l'Aude est deux fois plus chargée que le Rhône. Les débits moyens de tous ces fleuves côtiers sont faibles, par contre leurs débits de crues sont considérables et peuvent atteindre plusieurs milliers de m<sup>3</sup>/s. Ces crues ont lieu principalement en automne, hiver et début du printemps. Elles sont particulièrement rapides et brutales et sont associées à un apport sédimentaire intense. Ainsi, le débit de l'Aude peut passer de 5 à 3000 m<sup>3</sup>/s en 24 heures (CSCF, 1984). La Têt et le Tech présentent aussi des crues particulièrement fortes et chargées en matériaux (Têt: charge solide = 68kg/m<sup>3</sup> pour la crue d'octobre 1940, les concentrations pour le Tech sont encore supérieures et atteignant des valeurs suffisantes pour produire des courants hyperpycniaux (Mulder and Syvitski, 1996).

Rivière (données CSCF, 1984)	Débit liq moyen/an Qf (m <sup>3</sup> /s)	Bassin versant (km <sup>2</sup> )	Débit max instantané 1977 (m <sup>3</sup> /s)	Débit solide m <sup>3</sup> /an—t/an	Débit solide Qs en kg/s (densité séd. 2650 kg/m <sup>3</sup> )	Concentration solide max. (kg/m <sup>3</sup> ) Qs/Qf
Hérault	52	3200	900 (oct)			0,08
Aude	50	4800	300 (oct)—3000	1,8 10 <sup>6</sup> —4 10 <sup>6</sup>	150	3
Orb	23	1700	270 (juin)			1
Têt	13	1400	200 (juin)	—0,6 10 <sup>6</sup> dont 0,5-10 <sup>6</sup> (suspension)	22,5	1,7
Tech	9	470	1100 (oct)			
Agly	7	900	450 (mai)			

Tableau II-1: Caractéristiques hydrosédimentaires des fleuves pyrénéo-languedociens (d'après Rabineau (2001)).

### II.3.3. Facteurs hydrodynamiques en Méditerranée occidentale

#### II.3.3.1. Stratification des masses d'eau

A grande échelle de temps et d'espace, la Méditerranée est donc un bassin de concentration; c'est-à-dire que la quantité d'eau perdue par évaporation est supérieure aux apports d'eau douce par les fleuves et les précipitations. Le déficit est compensé par l'entrée des eaux atlantiques superficielles par le détroit de Gibraltar (Corre, 1992). Ce flux entrant est plus important que le flux sortant de la Méditerranée par le fond du détroit.

Le résultat des interactions complexes entre l'hydrosphère et l'atmosphère en Méditerranée est une stratification de la colonne d'eau en 3 masses différentes. Du haut vers le bas, ces masses d'eau sont les suivantes (résumé par Torres (1995)):

- une couche superficielle (Figure II-20) alimentée par l'entrée d'eaux d'origine atlantique en surface. Elle pénètre en Méditerranée occidentale au niveau du détroit de Gibraltar puis se dirige vers le Sud des îles Baléares, la côte occidentale de la Corse, elle longe en retour la côte de la Riviera, celle du golfe du Lion et elle redescend le long de la côte catalane. Ces eaux suivent donc une circulation superficielle de type cyclonique. L'épaisseur de cette masse d'eau est variable (60 à 220 m) et elle est caractérisée par une température moyenne de 16° C et une salinité de 36 ‰.

- une couche intermédiaire ou eau levantine intermédiaire (Figure II-20b) formée par l'évaporation et la concentration de l'eau superficielle en Méditerranée Orientale. Elle pénètre en Méditerranée Occidentale par le détroit de Sicile. La circulation de cette masse d'eau se produit selon un schéma de type cyclonique, le long de la pente continentale de la Méditerranée occidentale. L'épaisseur de cette masse d'eau est variable, normalement elle se situe entre 250 et 800 m de profondeur. Cette masse d'eau intermédiaire est caractérisée par une température moyenne de 14° C et une salinité de 38,75 ‰.
- une couche homogène profonde (Figure II-20c) formée en hiver par l'évaporation, la concentration et le refroidissement de l'eau superficielle dans la zone entre le golfe du Lion et la mer Ligure au niveau de l'éventail profond du Petit-Rhône (Millot, 1990). Cette masse d'eau circule en profondeur selon un schéma cyclonique en suivant l'isobathe 1000 m et alimente la sortie d'eau méditerranéenne par le détroit de Gibraltar. Cette masse d'eau est caractérisée par une température de 12,40° C et une salinité de 38-39 ‰.

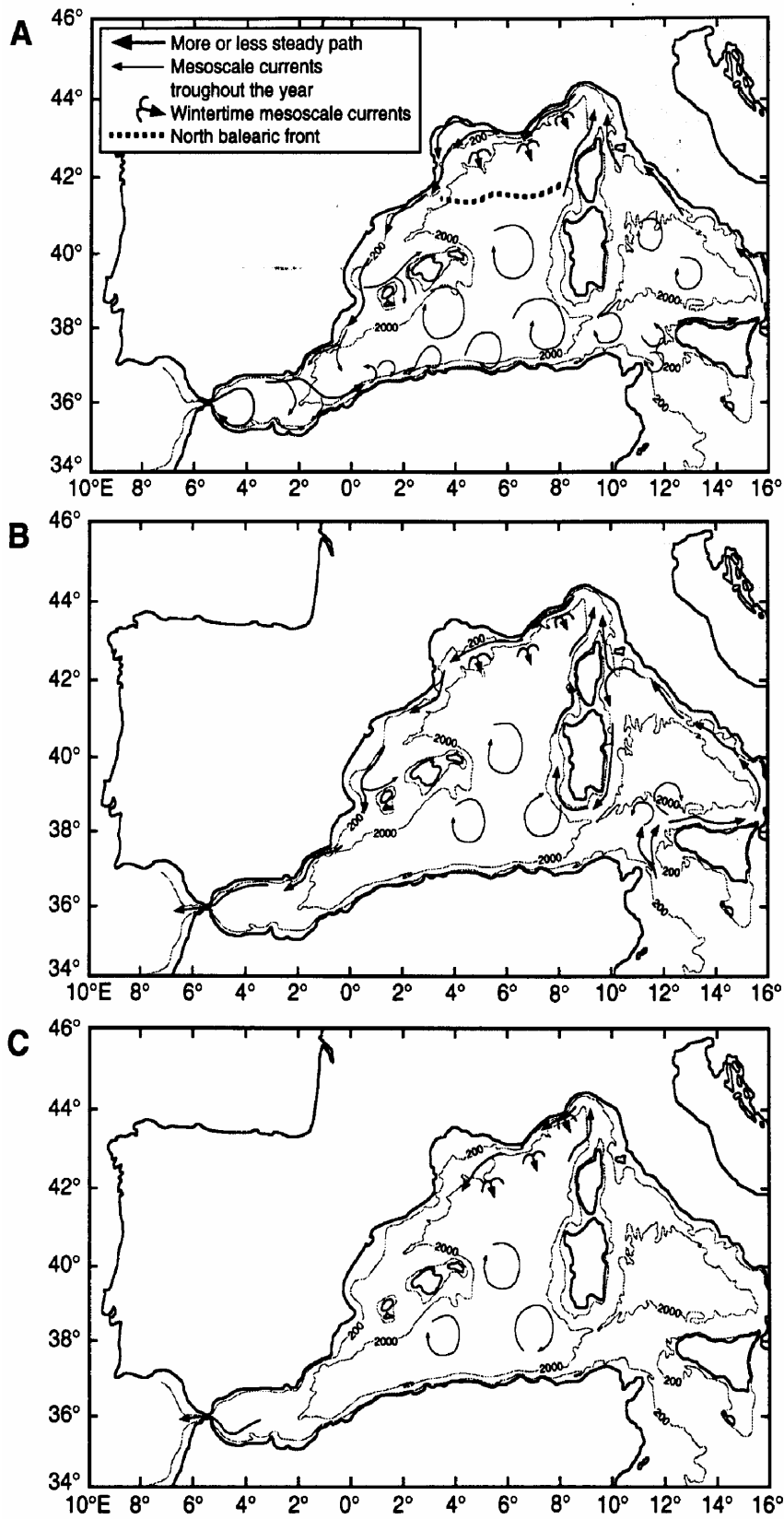


Figure II-20: Circulation des masses d'eau en Méditerranée Occidentale (redessinée par Torres, 1995, d'après Millot, 1987). A) Circulation de la couche superficielle d'origine atlantique; B) Circulation de la couche intermédiaire (ou eau levantine intermédiaire; C) Circulation de la couche homogène profonde.

Dans le golfe du Lion, la stratification de la colonne d'eau est variable et dépend fortement des saisons (Millot, 1987). En été, la formation d'une thermocline isole fortement les eaux superficielles, diluées par l'arrivée des eaux du Rhône. La thermocline est située entre 0 et 25 m en plein été et descend à 40 m en automne (COB, 1981; Millot and Crépon, 1981). L'eau du Rhône se mélange aux eaux du courant général "liguro-provençal" (*voir paragraphe ci-dessous*) sur une épaisseur de 20 à 25 m. Les eaux fluviales peuvent occuper en avril-mai toute la surface du golfe, tandis qu'à d'autres moments on ne rencontre les eaux fluviales qu'à proximité immédiate des embouchures. Ces fluctuations ne seraient pas liées aux débits fluviaux mais seraient fonction de l'intensité du réchauffement superficiel (EPSHOM, 1976 *in* synthèse COB, 1981). Outre le Rhône, les fleuves pyrénéo-languedociens provoquent aussi, lors des crues automnales et hivernales, des dilutions marquées mais superficielles (-10 m), dans la bande côtière.

### II.3.3.2. Le courant liguro-provençal

Plusieurs types de courants marins d'origines diverses mettent les masses d'eaux en mouvements: les courants généraux, les courants induits par les vents, les courants de houle à proximité du rivage, les courants de marée et les courants générés par les ondes internes.

Dans le golfe du Lion, la circulation générale est appelée "courant liguro-provençal" ou "courant nord" (CN dans la Figure II-21). Il correspond à un flux de l'ordre de  $1-2 \times 10^6$  m<sup>3</sup>/s (Lacombe et Tchernia, 1972 *in* Millot, 1990) qui longe la pente continentale vers l'ouest puis vers le sud-ouest au niveau du Cap Creus. Il s'étend sur une largeur de 30-50 km avec des vitesses de ~ 50cm/s en surface et quelques cm/s à quelque centaines de mètres de profondeur. Le corps du courant suit la pente continentale mais les eaux superficielles ont tendance à pénétrer sur la plate-forme continentale (Millot, 1990). Les mesures de courants effectuées tout au long de l'année montrent une variabilité très importante: le flux du courant liguro-provençal est doublé en hiver (Béthoux et al., 1988).

L'interaction entre le "courant liguro-provençal" et la topographie, qui présente des reliefs significatifs près de la limite de plate-forme (*shelf-break* et canyons), induit des déviations du courant général, la création de méandres et des courants complexes à petite échelle.

L'effet des canyons dépend de la largeur du canyon par rapport au courant (l'influence deviendrait significative pour un canyon dépassant la moitié du rayon de déformation interne



du courant (Klinck, 1988)), du nombre de canyons alignés et de l'angle d'incidence du courant par rapport aux flancs des canyons. Les canyons peuvent induire des courants en leur sein vers le haut et/ou vers le bas ainsi que des turbulences (Millot, 1990; Arduin et al., 1999); Chérubin, 2000) (Figure II-22). Ces phénomènes ont été mis en évidence dans le canyon du Grand Rhône (Durrieu de Madron, 1992) (Figure II-23). L'effet topographique des canyons est important mais les mécanismes, complexes et variables dans le temps, sont encore mal compris à l'heure actuelle (Chérubin, 2000).

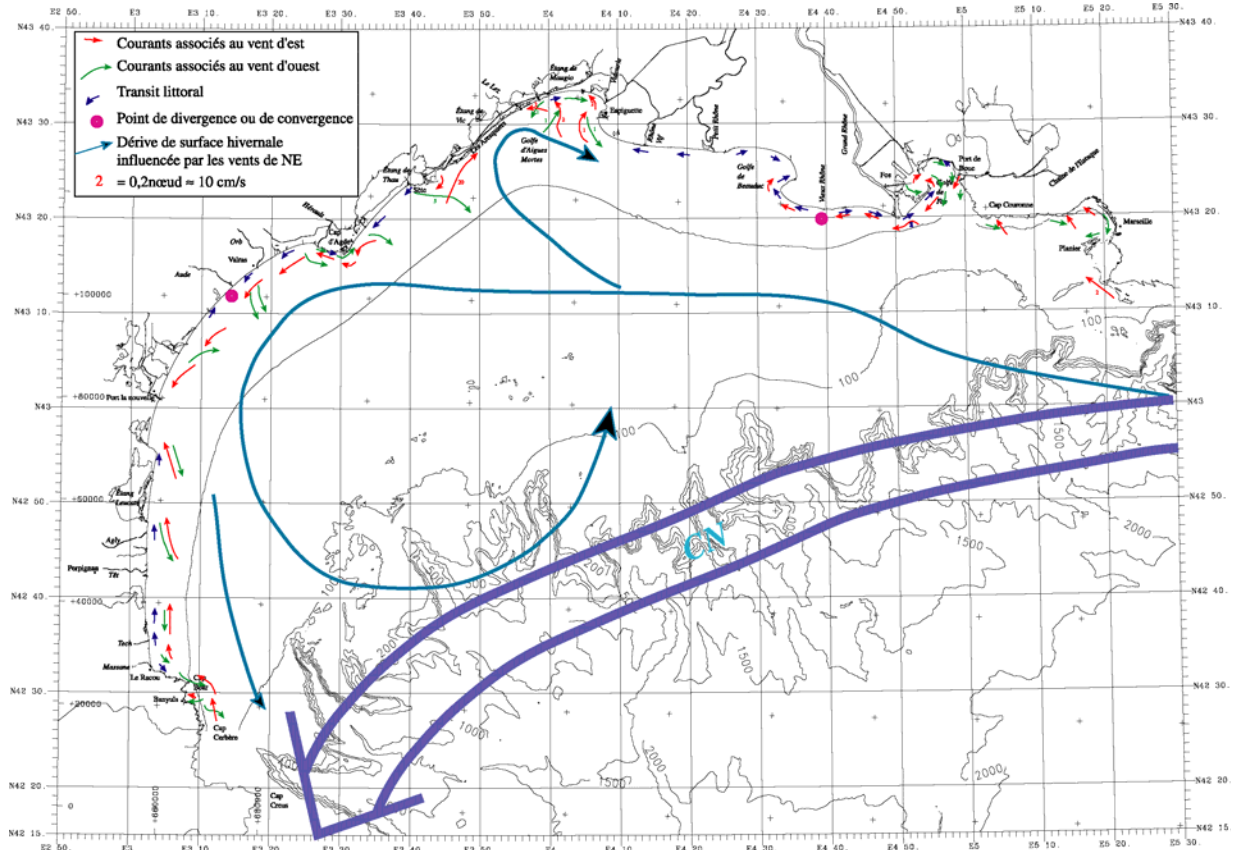


Figure II-21: Synthèse des courants dans le Golfe du Lion (Rabineau, 2001): Circulation générale (Courant Nord - CN) - Orientation des courants à la côte liés aux vents d'est et d'ouest (flèches rouges et vertes)- Transit littoral moyen. (source CSCF, 1984; COB, 1981; Suanez, 1997)

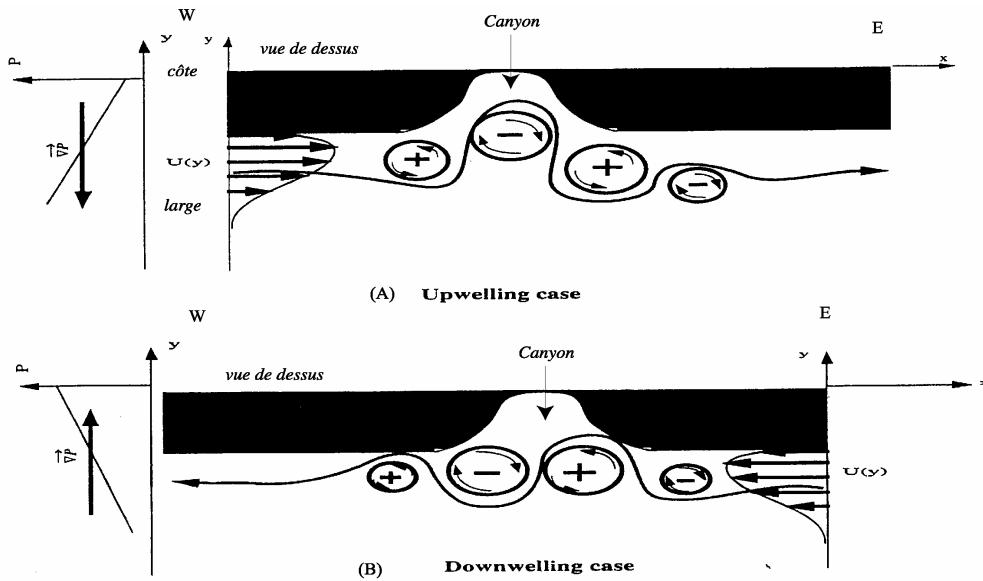


Figure II-22: Effet des canyons sur les courants. Régime stationnaire d'écoulement au dessus d'un canyon (Chérubin, 2000). (A) Le courant va d'Ouest en Est, il passe au dessus du canyon en décrivant la trajectoire représentée par la flèche. A l'entrée du canyon il plonge un peu (+: mouvement cyclonique qui correspond à une plongée des eaux), au fond du canyon il remonte (-: mouvement anticyclonique qui correspond à une remontée des eaux "upwelling") c'est le mouvement le plus marqué. Dans ce cas, le gradient de pression est vers le large et le courant s'écoule vers la droite (à cause de la force de Coriolis). (B) cas inverse: le courant va d'Est en Ouest, le mouvement de plongée est le plus marqué. Dans ce cas le gradient de pression est vers la côte, le courant s'écoule vers la gauche.  $U_y$ : vitesse du courant en fonction de la latitude;  $p$ : gradient de pression qui engendre le déplacement du courant.

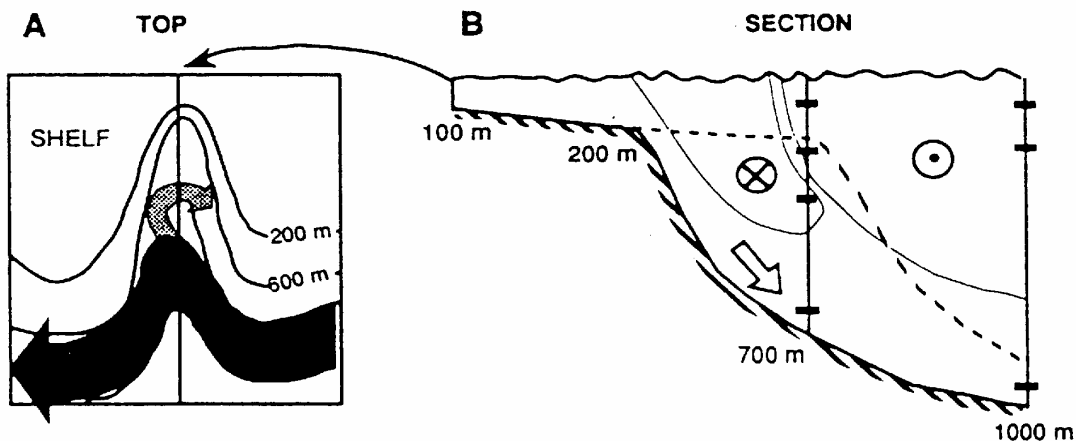


Figure II-23: Circulation dans le canyon du Grand Rhône liée à l'interaction courant-canyon. A) Vue de dessus montrant la circulation cyclonique du courant liguro-provençal (en noir) et le courant secondaire anti-cyclonique (en gris). B) Section dans l'axe du canyon montrant l'allure du courant secondaire dans la partie supérieure du canyon et le courant de fond dans l'axe du canyon (flèche). En pointillés: morphologie de la pente ouverte adjacente (Durrieu de Madron, 1992).

### II.3.3.3. Les effets du vent sur la circulation générale

Les vents violents (Mistral et Tramontane) vont perturber temporairement la circulation générale de manière différente selon la saison. En hiver, entre la frontière espagnole et Sète, un courant de dérive cyclonique, dont la vitesse varie entre 20-45 km/jour, se développe sur la plate-forme lié aux vents de NE (COB, 1981) (Figure II-21). Pendant l'hiver, de l'eau dense peut aussi se former sur la plate-forme continentale, par évaporation-refroidissement lors des coups de vents froid et sec du NW. Ces eaux denses s'étendent sur toute la plate-forme et descendent la pente continentale (*cascading*) jusqu'à atteindre leur équilibre hydrostatique vers 350 m (Fieux, 1972; Millot, 1990) ( Figure II-24). Les phénomènes de plongée d'eau dense impliquent des transferts dans le sens de la pente. Pendant l'été, les vents de N-NW perturbent temporairement la circulation générale. Lors de ces coups de vents, des descentes d'eaux froides, similaires à celles observées en hiver, ont été observées au large du Roussillon (Millot, 1979).

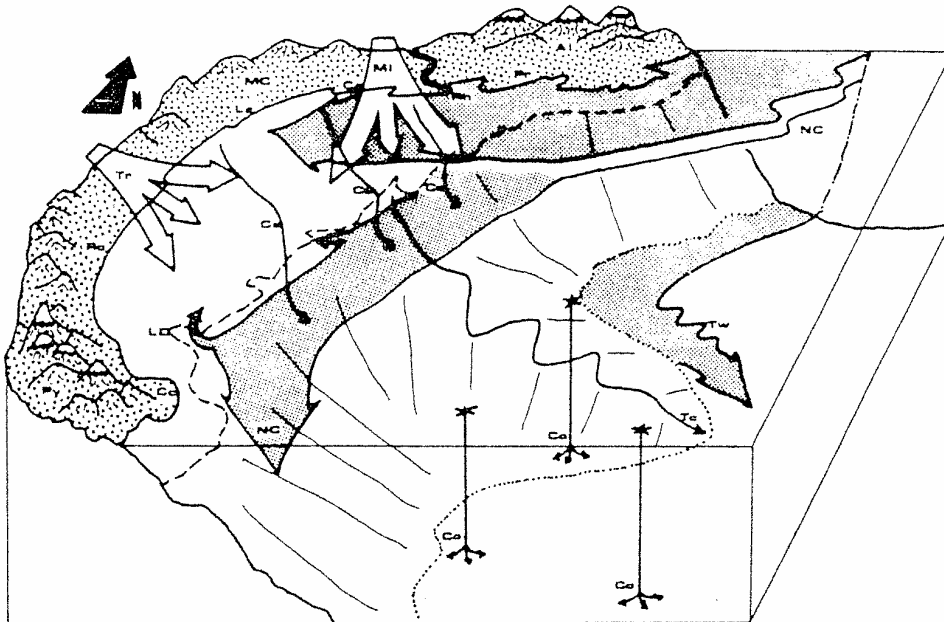


Figure II-24: Vue schématique du Golfe du Lion mettant en évidence la circulation générale (NC, courant nord: noter la bifurcation de ce courant au niveau de la Provence avec une branche qui pénètre sur la plate-forme), les courants de turbidité (Tc), les vagues topographiques (Tw), la formation d'eau dense au large (Co) et sur la palte-forme (Cs - "cascading on the shelf"). Vents: Tr, Tramontane; Mi, Mistral. Montagnes: Py, Pyrénées; Al, Alpes; Mc, Massif Central. Régions: Ro, Roussillon; La, Languedoc; Ca, Camargue; Pr, Provence (Millot, 1990).

Ailleurs, au contraire, ce sont des eaux profondes et froides qui remontent le long des côtes sur une zone linéaire de 20-40 km au niveau de la Provence (Cassis), de la Camargue et du Languedoc (Valras) (Figure II-25). Les courants de fonds mesurés sont orientés du SW au NE, le long des isobathes avec des directions vers la côte à proximité des centres d'*upwelling*.

Cette connexion dépend probablement fortement de la topographie. Une circulation complexe s'établi, organisée en cellules autour des zones de remontée (Millot, 1979).

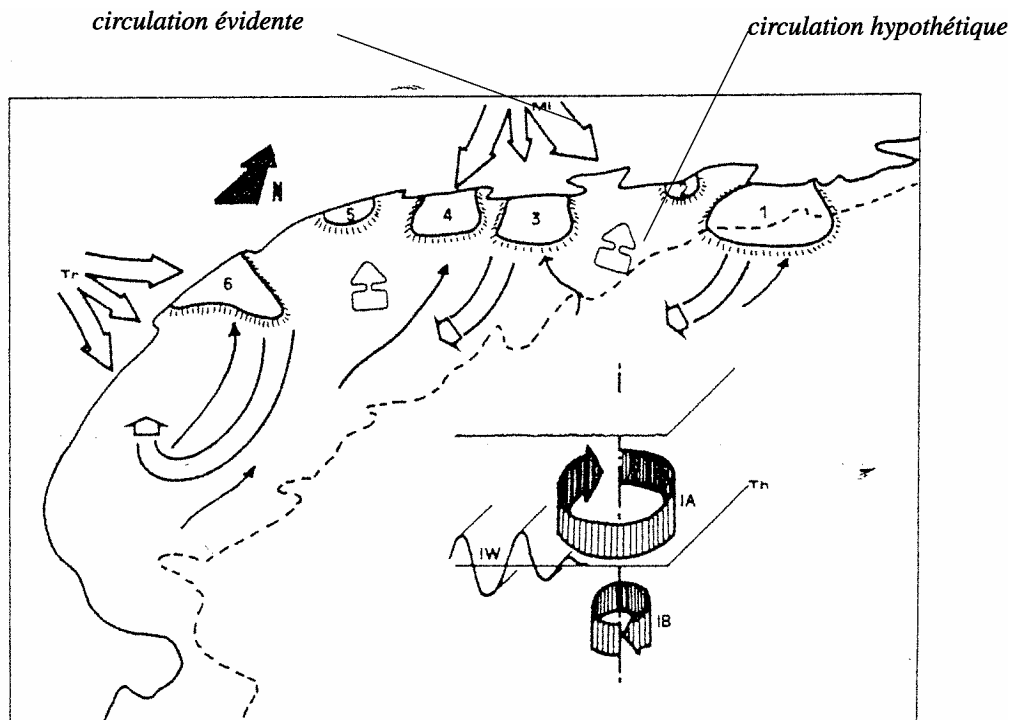


Figure II-25: Représentation schématique des phénomènes induits par les vents (Mi: Mistral; Tr: Tramontane): création de six zones d' " upwelling " (1-6), circulation horizontale de surface induite (flèches blanches), et circulation de fond (flèches fines). A droite, le schéma montre l'organisation découplée des courants oscillatoires dans la couche IA (au dessus de la thermocline Th) et dans la couche IB (sous Th), et les ondes internes Iw. Noter que la circulation de fond est orientée vers le NE, en sens opposé mais d'amplitude comparable à la circulation générale. Sa vitesse moyenne est de 5cm/s. Le transport résultant estimé à partir des mesures de courant est donc faible. La circulation horizontale de surface atteint 20 cm/s à 10 mètres de profondeur et à plus de 20 km du centre de l' " upwelling " (Millot, 1990).

L'instrumentation du canyon Lacaze-Duthiers a permis d'enregistrer les effets de la tempête de 1999 avec des courants de plus de 60cm/s, des plongées d'eau froide et des flux de sédiments très accentués pendant plus de 15 jours, conduisant très probablement à la formation de " turbidites fines " (Monaco, 2000). En fait, c'est probablement l'action combinée des houles de tempête avec les courants marins unidirectionnels qui aura le plus d'effet sur le transport sédimentaire.

#### II.3.3.4. L'effet des marées

La Méditerranée occidentale est caractérisée par un régime micro-tidal avec des marées de très faible amplitude (10-15 cm) (Lamy et al., 1981), les courants associés étant trop faibles pour être mesurés sur la plate-forme (Lamy et al., 198); Millot and Crépon, 1981).

Par contre, ce marnage est suffisant pour générer de forts courants au niveau des passes reliant la mer et les lagunes.

#### II.3.3.5. Le rôle de la houle dans la dynamique littorale et de plate-forme

Les premières houles significatives se développent à partir de vitesses du vent supérieures à 1 m/s. Les vagues se forment et se développent jusqu'à atteindre une vitesse qui correspond à 1/3 de la vitesse du vent. Au large, la taille des vagues (5 à 10 m, Greslou, 1984) dépend de la force du vent mais aussi de la durée pendant laquelle il a soufflé et de l'étendue de mer sans obstacle sur laquelle le vent souffle (*fetch*). La houle est en général de période assez courte (6 à 10 secondes) et sa direction est SE et SW. Les houles de secteur SE sont moins fréquentes, de plus grande longueur d'onde (7 à 9 s lors des tempêtes du SE); elles apportent à la côte une énergie globale annuelle plus importante (Greslou, 1984) (Figure II-26). Dans des conditions de tempête, un tiers de l'ensemble des vagues a une taille supérieure à 12 m.

Les ondes internes se propagent le long de lignes de même densité (pycnoclines), à des profondeurs variables au sein de la colonne d'eau. La propagation des ondes vers la côte entraîne le déferlement des ondes quand le pycnocline intercepte le fond marin (Wunsch, 1969 *in* Karl et al., 1986). Les ondes internes induiraient des courants oscillatoires atteignant 20-30 cm/s qui seraient donc capable de remettre en suspension les particules légères. L'énergie liée aux ondes internes de hautes fréquences pourrait être amplifiée au sein des canyons et concentrée près des têtes de canyons (Shepard, 1979).

Le rôle de la houle dans la dynamique littorale et de plate-forme du golfe du Lion est fondamental, mais il demeure mal connu, même si l'on sait que la houle induit plusieurs types de courants associés à des processus d'érosion, de transport et de sédimentation. Il est alors important de savoir jusqu'à quelle profondeur les houles en général et les houles de tempête en particulier mobilisent et redistribuent le sédiment.

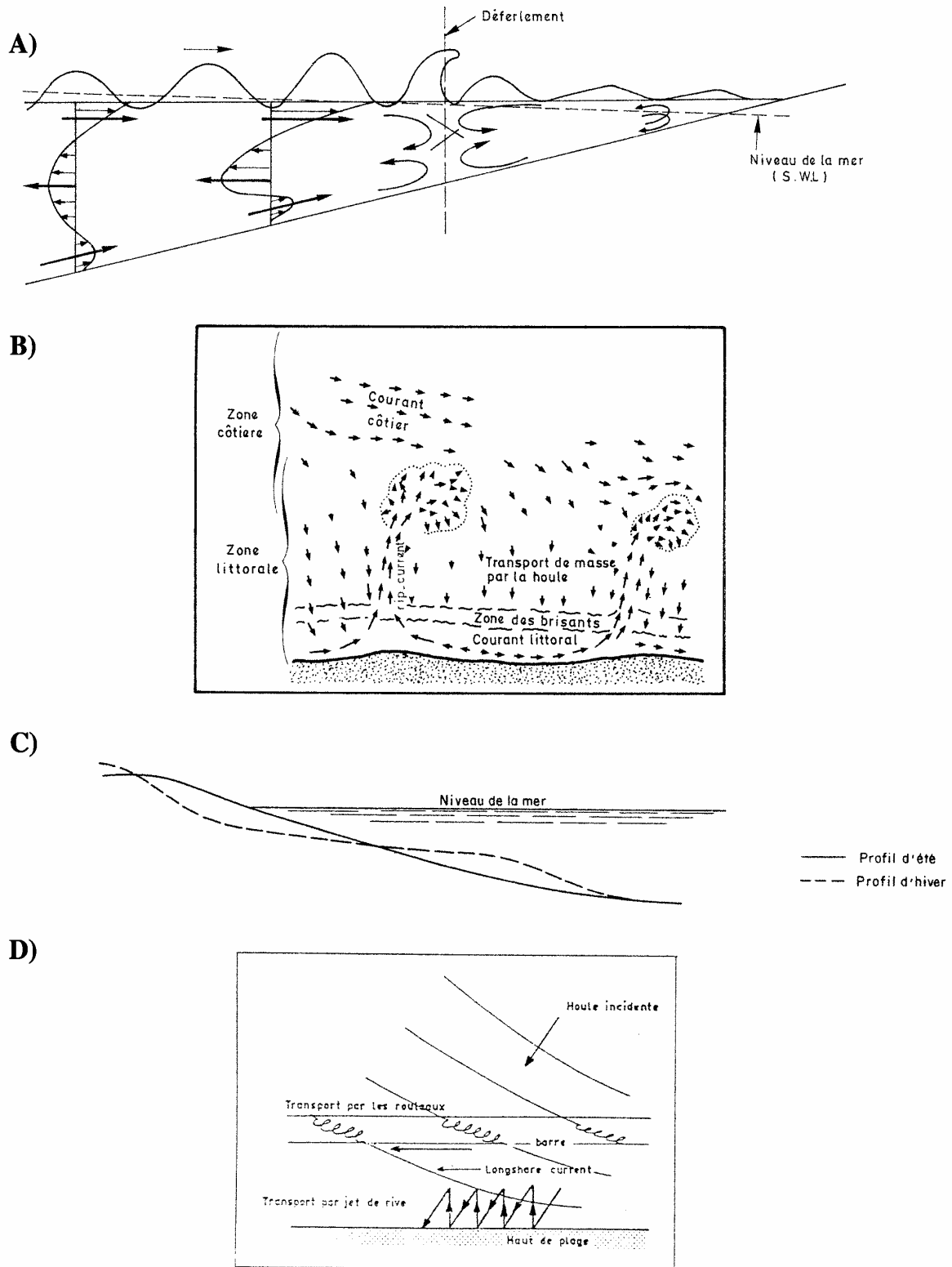


Figure II-26: A) Déformation des orbites de houle et des profils de vitesse à l'approche du rivage sous l'influence du fond: mouvement vers le rivage au fond et en surface, vers le large au centre de la colonne d'eau avant déferlement et mouvement vers le large au fond après déferlement. B) Courants liés à la houle près de la côte (d'après Shepard and Inman, 1977). C) Basculement du profil de plage entre l'été et l'hiver lié aux houles plus fortes. D) Courants induits par une houle oblique et transport littoral (Cliques et al., 1984; Greslou, 1984).

Sternberg et Mc Manus (Aloïsi et al., 1975a) considèrent qu'une vitesse de 35 cm/s au niveau du fond est suffisante pour éroder un lit de sable et déterminer un transport. La courbe proposée par Soulsby (Soulsby, 1994) montre que la vitesse orbitale d'entraînement des particules varie entre 10 et 50 cm/s pour des granulométries respectives de sable très fin (<125  $\mu\text{m}$ ) à sable très grossier (1-2 mm). Les courants permettant le transport et/ou l'érosion se situent plutôt entre 20-35 cm/s pour un sable fin et autour de 40-70 cm/s pour un sable moyen (Figure II-27). D'un autre côté, la vitesse permettant l'érosion et le transport des silts est plus importante (supérieure à 65 cm/s) que celle permettant le transport d'un sable moyen.

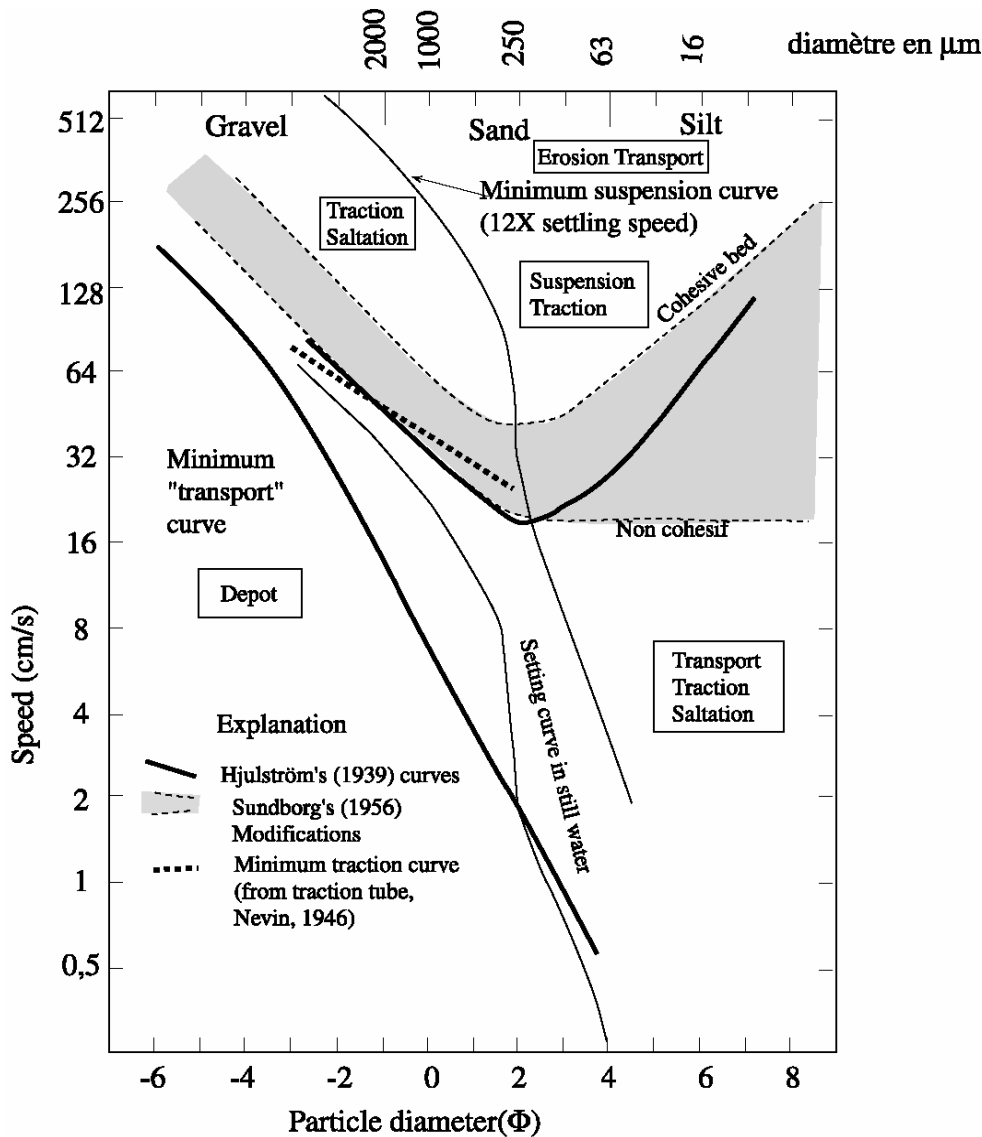


Figure II-27: Diagramme de Hjulström (1939) et de Sundborg (1956) in Friedman & Sander's (1978) (modifié par Rabineau (2001)). Relation entre érosion, transport et dépôt en fonction de la vitesse du courant et de la taille des particules. L'intersection entre la courbe de traction minimale et la courbe de suspension minimale à  $F = 2$  et  $V = 25\text{cm/s}$  signifie que les particules inférieures à  $250\ \mu\text{m}$  seront toujours transportées en suspension par des courants dont la vitesse est supérieure à  $25\ \text{cm/s}$ .



(1) Entre la zone de déferlement et la côte

La formation de barres est liée à la combinaison des courants dirigés vers la côte (avant le déferlement) et des courants dirigés vers le large (après déferlement) (Figure II-26 a). La barre interne s'édifie à une profondeur constante entre Argelès et Sète (-2 m), la barre externe apparaît à des profondeurs plus importantes au Sud de La Franqui (-3 à -7 m) qu'au Nord de Port-la-nouvelle (-3 à -5 m) (CSCF, 1984).

Les vagues vont provoquer une remise en suspension du matériel sédimentaire, une érosion du profil de dépôt qui dépendra des caractéristiques des vagues liées aux conditions climatiques. Les vagues de tempête, en particulier, très cambrées, creusent fortement le profil, modifiant le profil de plage entre l'été et l'hiver (Figure II-26c).

La houle provoque, lorsqu'elle est oblique, un courant important, pouvant atteindre 1 m/s, parallèle à la côte et orienté dans le sens de la houle (*longshore current*) (Figure II-26 c). L'importance du courant est fonction de la hauteur des vagues, de l'angle d'incidence et de la pente de la plage. De la frontière espagnole à l'Aude, la dérive littorale est dirigée vers le Nord, de Sète à l'Aude elle porte au Sud, du Vieux Rhône à l'Espiguette elle va essentiellement vers l'Ouest, alors que du Vieux-Rhône à la flèche de la Gracieuse elle porte à l'Est (Figure II-21) (Suanez, 1997).

Lors des tempêtes ( $H_{1/3} > 12$  m), l'intensité de la houle et des courants est fortement augmentée avec, en certains points, une inversion de la direction de la dérive littorale (Suanez et al., 1997). Les tempêtes provenant du E-SE ont une action directe sur les cordons dunaires (déflation éolienne), sur les fonds marins lors du déferlement et sur le niveau d'attaque des vagues (montée du plan d'eau) (Bruzzi, 1998).

(2) En eau profonde

En eau profonde, la " limite d'action des vagues " est définie comme étant égale à la moitié de la longueur d'onde des vagues. La mise en mouvement des sédiments sur la totalité des fonds du plateau continental, sous l'action des houles au cours des tempêtes, a fait l'objet de nombreux débats depuis les années 1970. L'opinion qui a longtemps prévalu était celle d'une profondeur maximale d'action située entre 10 et 20 m. Mais l'application de formules théoriques (équations de Lacombe (1965)) donnant la vitesse orbitale de la houle au niveau du fond a montré qu'une houle de 5 m induit des vitesses de 30 à 100 cm/s à une profondeur de 20 m, de 2 à 15 cm/s à 50 m et de moins de 1 cm/s à 100 m. De même, les mesures *in situ* réalisées à l'aide de courantomètres ont montré que, sur certaines plate-formes, la mise en

suspension des sédiments peut avoir lieu à des profondeurs beaucoup plus importantes (jusqu'à 100 m par exemple) (Aloïsi et al., 1975a).

Dans le golfe du Lion, la re-mobilisation des sédiments est limitée au secteur infralittoral (<50 m) où des vitesses de l'ordre de 20 cm/s ont été observées (Aloïsi, 1986).

En période de tempêtes exceptionnelles (par exemple, en novembre 1982), on signale des remaniements jusqu'à 60-100 m de profondeur (Blanc, 1985 *in* Bruzzi, 1998).

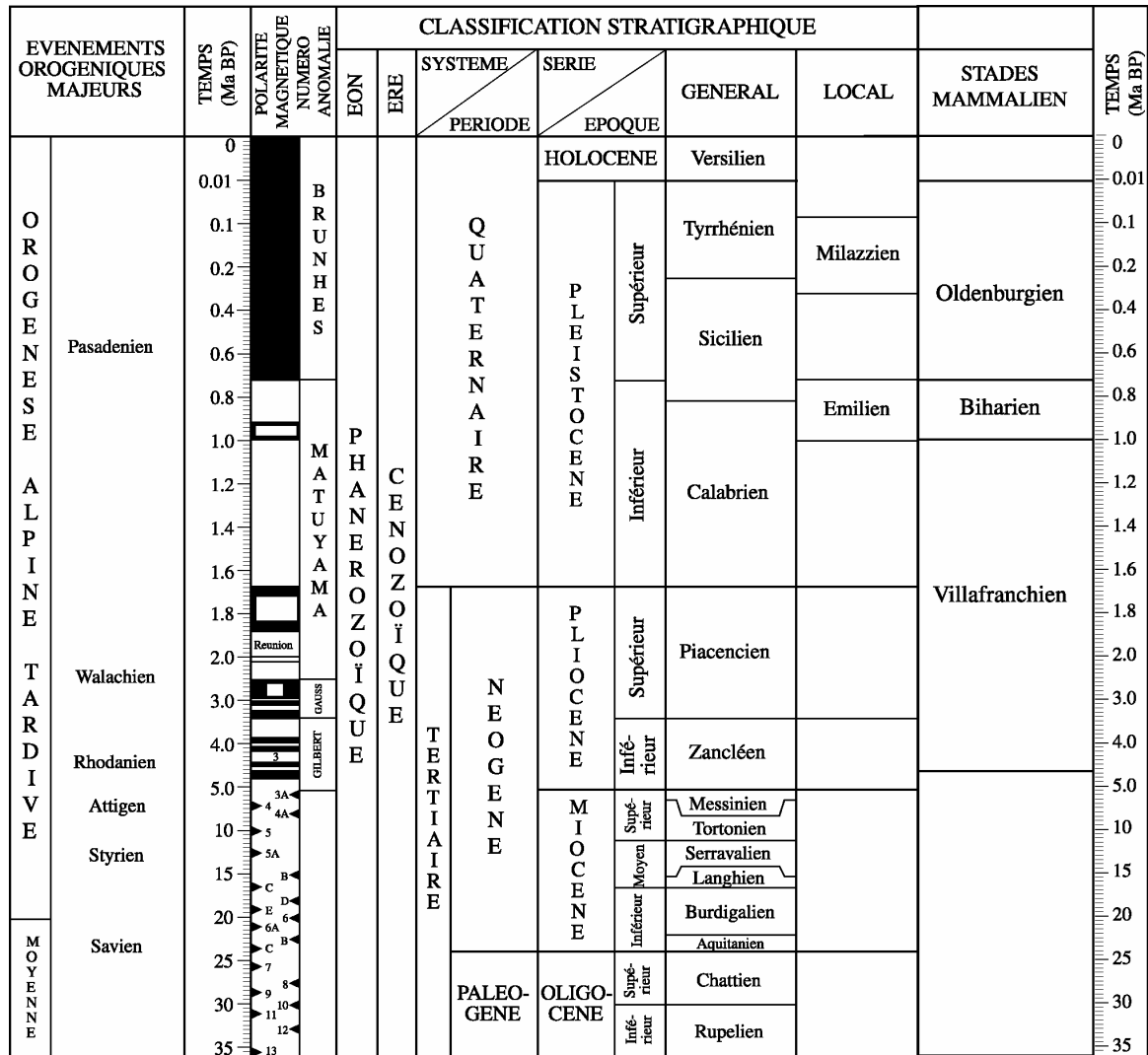
En résumé, d'un point de vue hydrodynamique, le golfe du Lion est une région complexe où plusieurs phénomènes de contrôle agissent simultanément. Ces processus comprennent (Milot, 1990): une puissante circulation générale dirigée vers le SW le long de la pente continentale (qui disperse les sédiments en suspension longitudinalement vers l'Ouest); un effet topographique des canyons et la formation d'eau dense sur la plate-forme et au large (qui induit des transferts transverses à la plate-forme); une variabilité saisonnière et des énergies importantes associées (courants induits par les vents, la houle, les ondes internes).

## **II-4. Contexte climatique et chrono-stratigraphique**

### **II.4.1. Chronostratigraphie du Quaternaire**

#### **II.4.1.1. Qu'est-ce le Quaternaire ?**

La définition des limites du Quaternaire a suscité de nombreuses controverses parmi les stratigraphes. Le terme "Quaternaire" fut introduit par Desnoyers en 1829 (*in* Torres, 1995) pour décrire un ensemble de dépôts marins plus récents que le terrain tertiaire du Bassin de la Seine, et pouvant constituer une formation géologique distincte. Le Quaternaire est divisé en deux séries, le Pléistocène (Lyell, 1839) qui s'étend du début du Quaternaire (1,64 Ma) jusqu'à 10 ka BP et l'Holocène (Gervais, 1867-1869) qui s'étend de 10 ka BP jusqu'à l'actuel (Figure II-29).



#### II.4.1.2. L'âge de la limite Plio-quaternaire

L'âge de la limite inférieure du Quaternaire (limite Pliocène/Pléistocène) a fait l'objet de controverses dans la littérature scientifique. Cette limite a été initialement déterminée en se basant sur des critères climatiques ou sur l'évolution de l'homme et de ses industries. Forbes (1846) par exemple, avait considéré le début des glaciations dans l'hémisphère Nord comme la limite entre le Pliocène et le Pléistocène. Cependant, le début des glaciations n'est pas synchrone à l'échelle mondiale. L'inlandsis de l'Antarctique couvrait tout le continent au début du Pliocène; les conditions étaient glaciaires en mer du Nord à 3,4 Ma; quant au Nord de l'Europe, la glaciation est plus tardive et se situe vers 2,4-2,6 Ma, les premiers "ice rafting" apparaissant vers 2,4-2,5 Ma (Shackleton et al., 1984). Le stratotype de référence pour la limite Pliocène-Quaternaire est la coupe de Vrica en Calabre (Italie) qui corrèle la base du Quaternaire avec l'apparition des premiers foraminifères bathyaux froids. La datation paléomagnétique de la section donne un âge pour cette limite entre 1,65 et 1,66 Ma (Tauxe et al., 1983). Odin (Odin and Odin, 1990) suggère d'associer la base du Quaternaire au sommet de l'événement magnétique d'Olduvai (1,67Ma). Les partisans d'un Quaternaire plus ancien placeraient la base près de l'inversion Gauss-Matuyama (2.4Ma).

Les enregistrements sédimentaires obtenus lors du Leg 107 de l'*Ocean Drilling Program* en Mer Tyrrhénienne montrent que la limite à 1,64 Ma n'est associée au développement d'aucune période glaciaire majeure dans l'hémisphère Nord (Rio et al., 1990b). La limite " officielle " pour la base du Quaternaire (CFS, 1997) reste à 1,64 Ma BP.

En Europe, trois échelles stratigraphiques ont été définies à partir de coupes de terrains:

- l'échelle nordique (basée sur une étude faunistique et palynostratigraphique) (Zagwijn, 1992);
- l'échelle alpine (basée sur l'étude des moraines dans les Alpes) (Penk and Bruckner, 1901-1909);
- et l'échelle associée au domaine marin péri-méditerranéen (dépôts marins des maxima de transgression) (Keraudren, 1992).

Aucune de ces échelles n'est totalement satisfaisante. D'une part à cause des problèmes de datations des dépôts continentaux, d'autre part car le milieu continental est érosif et présente donc des lacunes à l'échelle du Quaternaire: les coupes sont rares, incomplètes et présentent de nombreuses discontinuités.

#### II.4.2. Les cycles climatiques en Méditerranée

Les résultats scientifiques des Legs ODP 107 et 161 (Kastens and Masche, 1990) montrent le lien étroit entre le système de la Méditerranée occidentale et l’océan ouvert. Les événements paléo-climatiques majeurs et les périodicités astronomiques sont repérés sans ambiguïtés dans les valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères planctoniques (Pierre et al., 1999; von Grafenstein et al., 1999). Par exemple, on trouve sans problème le début - à 2,6 Ma - des glaciations de l’Hémisphère Nord (Figure II-29).

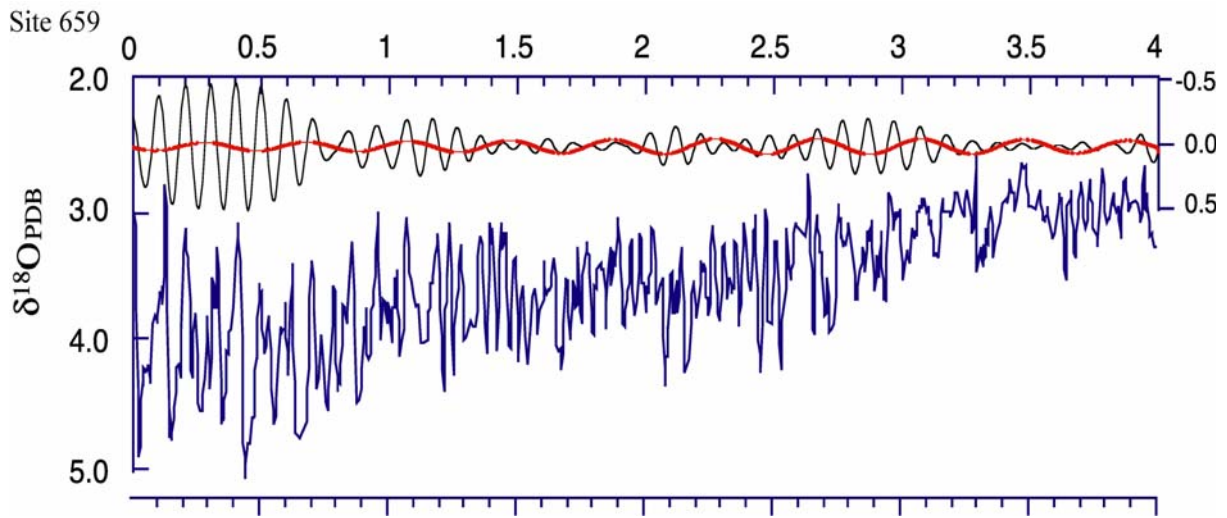


Figure II-29: Enregistrements isotopiques de l'oxygène Site 659 ODP dans l'Atlantique Nord (Zachos et al., 2001).

Mais il existe aussi des complications et des variations. Les enregistrements et les courbes isotopiques montrent une spécificité de la Méditerranée: l’amplitude des oscillations du signal isotopique  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  est beaucoup plus importante que celle de l’océan ouvert (Lourens, 1994) (Figure II-30).

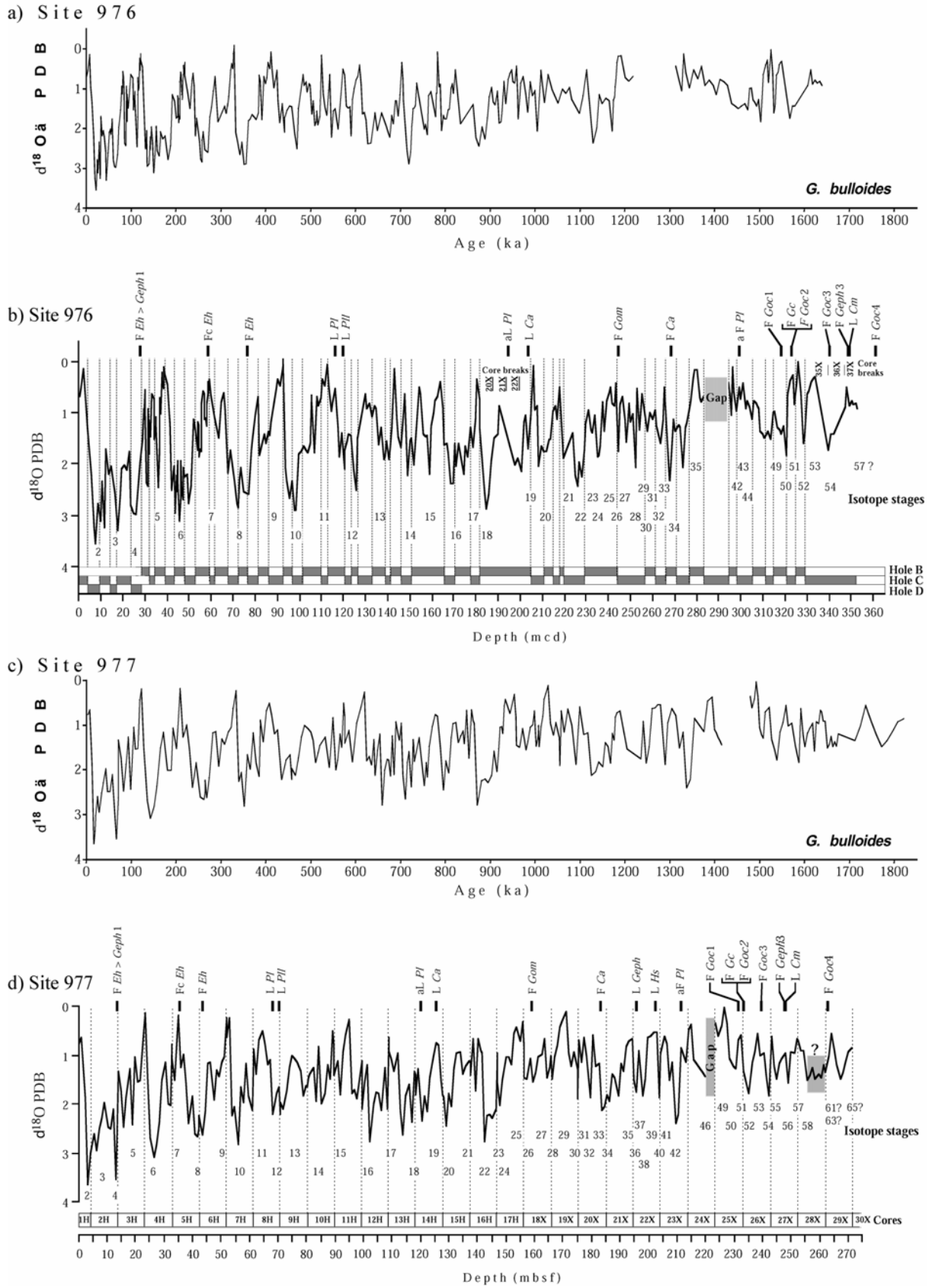


Figure II-30: Enregistrements isotopiques de l'oxygène en Méditerranée, profils du *G. bulloides* a-b) Site ODP 976 et c-d) Site ODP (ODP, 1996).

#### II.4.2.1. Le passage à des cycles de 100 000 ans en Méditerranée

Le passage vers 0,9 Ma à des cycles glaciaires-interglaciaires de période typique de 100 ka (liés à l'excentricité) et de 40 ka (liés à l'obliquité) a été démontré par Ruddiman (Ruddiman et al., 1986). Il refléterait une augmentation du volume glaciaire mondial, donc une augmentation du  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères, vers 0,9 Ma au passage des stades isotopiques 22/23 (Rio et al., 1990a; Pierre et al., 1999). Ruddiman (1986) conclut que cette variation de régime climatique ne peut être due uniquement à un changement d'insolation. Il propose que la création rapide des chaînes de montagnes (*tectonic uplift* des continents) a intensifié la circulation méridionale de l'atmosphère, ce qui en retour aurait réduit l'ablation de la glace aux hautes latitudes.

En Méditerranée, Thunnell (1990) et Vergnaud-Grazzini (1990) (Leg-ODP-107) voient une étape d'augmentation des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  vers 0,34-0,4 Ma (interprétée comme le stade 12). Ruddiman et Raymo (1989) proposent que l'influence de la cyclicité à 100 ka se ferait sentir, en Méditerranée, à partir de 450 000 ans. Pour Pierre (1999) il y aurait une autre augmentation de  $\delta^{18}\text{O}$  à 0,42 Ma qui serait synchronisée de la période où les glaces permanentes ont atteint leur extension maximale. Ces deux limites seraient liées au refroidissement de 2 ° des eaux de surface à 0,9 Ma et à nouveau de 2 ° à 0,42 Ma. La question est de savoir si ces refroidissements sont aussi associés à des variations eustatiques (lié à des variations de volume de glace sur les continents).

#### II.4.2.2. Corrélation temporelle entre sédiments glaciaires terrestres et courbes isotopiques marines

L'origine rhodanienne des sédiments marins nous conduit à nous intéresser aux glaciations à terre. Dans les Alpes, 6 grandes périodes glaciaires (périodes où les Alpes portent un grand glacier) ont été reconnues: Biber, Donau, Günz, Mindel, Riss et Würm, de la plus ancienne à la plus récente (Figure II-31).



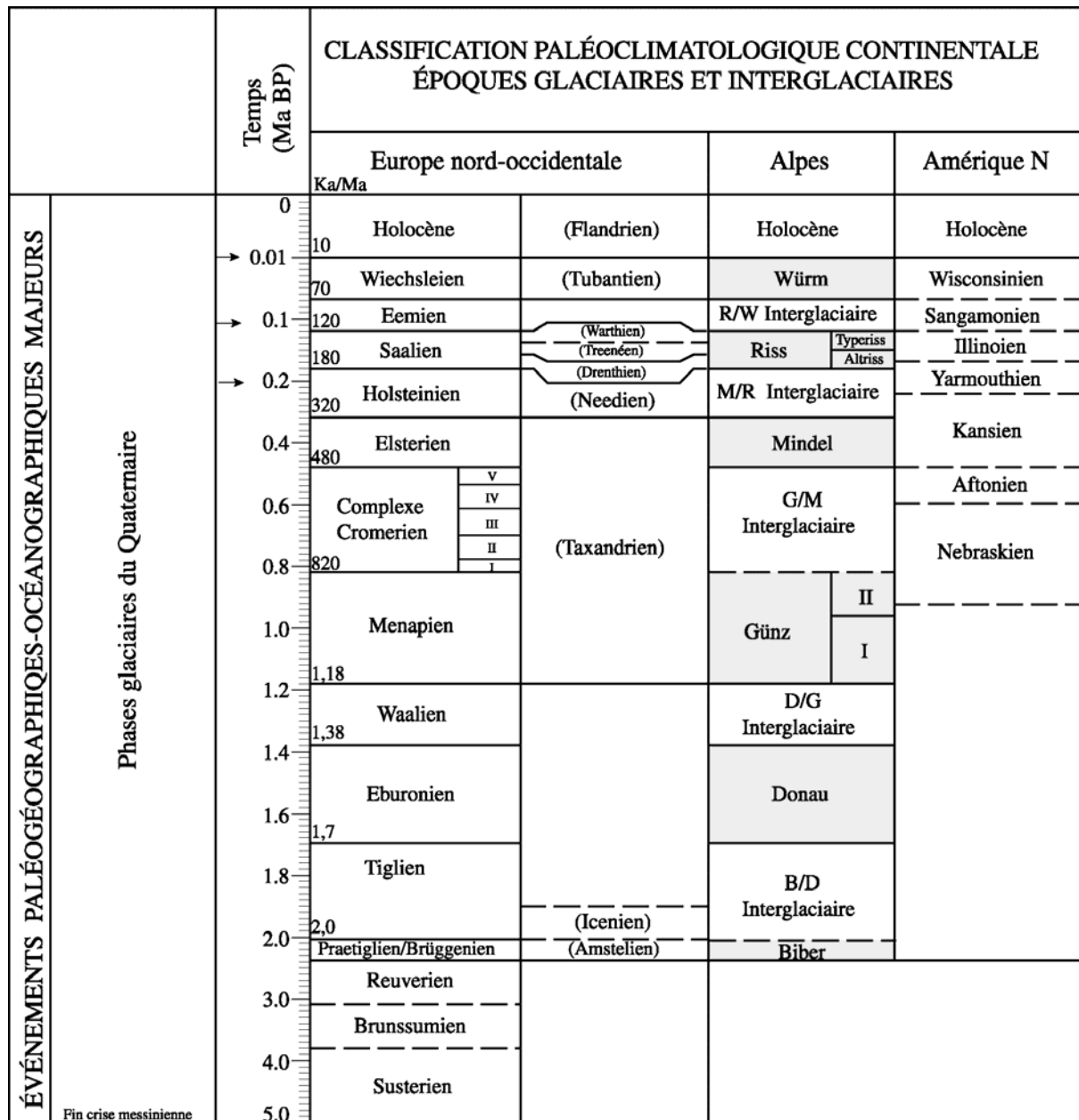


Figure II-31: Classification paléoclimatique continentale pour le Plio-Quaternaire (Haq et Van Erysinga, 1987; redessinée par Torres, 1995).

La chronologie relative a été établie par Penck et Bruckner entre 1901-1905, en tenant compte de la disposition relative des tills et des terrasses et en comptant les paléosols qui les affectent ainsi que les loess qui les recouvrent. Milankovitch (1941) lors de l'élaboration de sa théorie astronomique avait déjà étendu le nombre des glaciations pour les derniers 600 ka à neuf: Würm III, Würm II, Würm I, Riss II, Riss I, Mindel II, Mindel I, Günz II, Günz I. Finalement, les travaux de Conchon (1992) permettent de distinguer huit glaciations majeures depuis la limite magnétique Brunhes/Matuyama (à 0,73 Ma dans la datation de Mankinen et Dalrymple,(1979)).



Le consensus est d'abandonner l'emploi des termes Riss, Mindel, Günz, Donau et Biber (Conchon, 1992). Le terme Würm, par contre, a été conservé car les corrélations des chronologies isotopique, climatologique, palynologique et glaciaire sont cohérentes (Figure II-33).

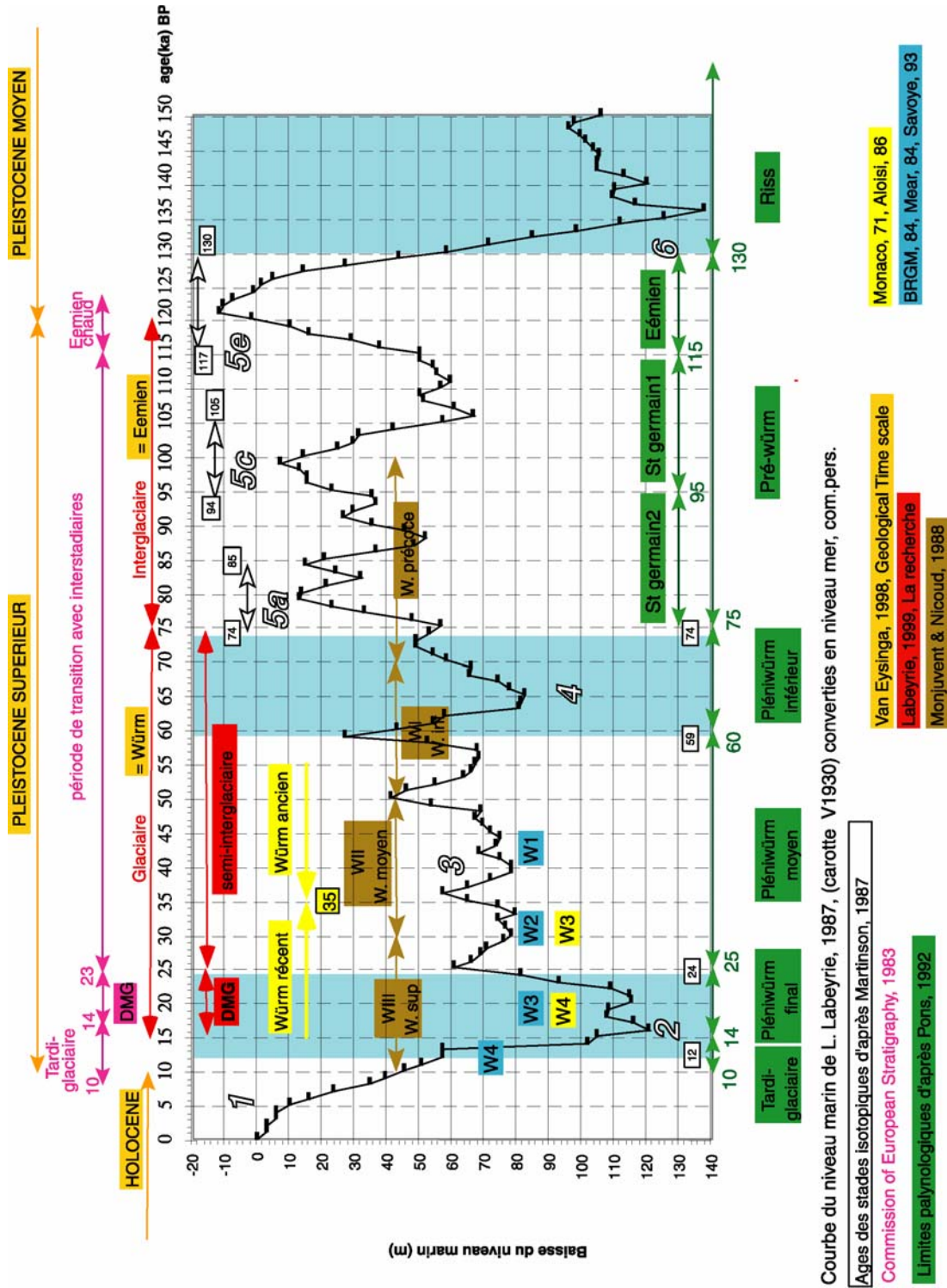


Figure II-33: Compilation des corrélations entre les chronologies stratigraphique, isotopique, palynologique et glaciaire, pour les derniers 150 ka (dernier cycle glaciaire/interglaciaire) (Rabineau, 2001).

Dans cette étude nous utiliserons largement l'échelle chronologique isotopique, les corrélations avec l'échelle alpine étant utilisées lors de références aux travaux plus anciens, tout en sachant que cette dernière est affectée d'une forte incertitude.

#### II.4.2.3. Le dernier cycle climatique

Le dernier cycle Glaciaire-interglaciaire (120 000 ans à l'actuel) est le mieux connu car le plus accessible et le mieux préservé. Les études palynologiques sur les carottes lacustres permettent une reconstitution détaillée des conditions de végétation, de températures et de précipitations (Guiot et al., 1989).

Les caractéristiques, très résumées, de ce cycle sont les suivantes:

- Le stade glaciaire 6 (Riss), qui appartient en réalité au cycle précédent, serait marqué par la plus large extension vers l'Ouest des glaciers alpins (*Complexe morainique Externe*) qui atteignent Lyon; l'épaisseur de glace peut dépasser 1400 m d'altitude dans le bassin molassique (Campy, 1982 *in* Chapron, 1999); la période est froide et sèche (De Beaulieu and Reille, 1984).
- Pendant l'interglaciaire Riss-Würm (stade isotopique 5) (130 000 à 74 000 d'après (Martinson et al., 1987), le réchauffement provoque la fonte de l'inlandsis, le retrait des glaciers alpins et le rétablissement complet d'une végétation arborée en Europe. Cet interglaciaire est subdivisé en sous-stades: 5e, 5d, 5c, 5b et 5a. Le sous-stade 5e (début de l'interglaciaire) correspond à l'Eemien chaud et humide pendant lequel le niveau marin se situerait à 6-7 m au dessus du niveau actuel (Bard et al., 1990). Les sous-stades 5d à 5a seraient associés à des variations climatiques importantes. 5c et 5a seraient des interstades chauds et humides (St Germain I et II) alors que les sous-stades 5d et 5b seraient deux sous-stades froids et secs. À la fin de cette période interglaciaire le niveau de la mer aurait descendu de ~60 m par rapport au niveau le plus haut de l'interglaciaire (sous-stade 5e).
- Le Würm (stades isotopiques 4, 3 et 2). Le stade isotopique 4 (pléni-würm inférieur) serait froid et humide puis froid et très sec; le stade intermédiaire 3 (pléni-würm moyen) serait froid et sec (mais moins que les stades 4 et 2). Ces deux périodes sont mal connues en particulier en ce qui concerne les niveaux marins associés. Les différentes courbes présentées pour cette époque sont très variables. Pendant le dernier

Maximum glaciaire (stade isotopique 2), la température de l'air était inférieure de 5 à 10 ° par rapport à l'actuel en hiver, et de 1 à 3 ° en été (Prentice *et al.*, 1992 *in* Myers *et al.*, 1999) (la différence de température atteint 20°C au Groenland, et n'était que de 2-3 °C aux tropiques). Les précipitations étaient faibles comme en témoigne la végétation des côtes nord méditerranéennes caractérisée par une flore steppique et halophile. La glaciation würmienne a été moins importante dans les Alpes que la glaciation rissienne, le glacier cantonné en amont du site des Échets présentait une élévation maximale de 1200 m d'altitude dans le bassin molassique (Campy, 1992 *in* Chapron, 1999). Des estimations de paléo-vents ont été obtenus à l'aide du modèle GCM de Dong et Valdes 1995 (*in* Myers *et al.*, 1999). Ces estimations montrent, pour cette période, une augmentation de l'intensité (vitesse) des vents en hiver, en particulier dans la partie nord du bassin méditerranéen. Le mistral serait accentué de manière significative (*in* Myers *et al.*, 1999).

- L'optimum climatique se situe vers 4800 ans, avec un niveau marin entre -3 et +1,5 m par rapport au niveau actuel (Labeyrie *et al.*, 1976). Le niveau d'inondation maximale serait un peu décalé puisqu'il est daté à 7,2 ka (L'Homer *et al.*, 1981 ; Pons *et al.*, 1979) d'après Arnaud-Fassetta (Arnaud-Fassetta, 1998).

### **II.4.3. Eustatisme, circulation et flux sédimentaire**

#### **II.4.3.1. Les différents " ordres " dans la cyclicité des variations du niveau marin**

Les variations du niveau relatif de la mer sont le résultat des mouvements verticaux du socle (subsidence/soulèvement) et de l'eustatisme (niveau absolu de la mer). Plusieurs ordres de variations du niveau marin relatif sont enregistrés dans les séries sédimentaires (Tableau II-2). Ils se différencient par leurs causes (tectonique, eustatique, climatique) et donc par leur durée, leur caractère périodique ou a périodique et leur amplitude.

Ordre de cyclicité	Durée	
	Vail <i>et al.</i> [1991]	Mitchum et Van Wagoner [1991]
1 <sup>er</sup>	> 50 Ma	
2 <sup>ème</sup>	3-50 Ma	9-10 Ma
3 <sup>ème</sup>	0.5-3 Ma	1-2 Ma
4 <sup>ème</sup>	80-500 ka	100-200 ka
5 <sup>ème</sup>	30-80 ka	10-20 ka
6 <sup>ème</sup>	10-30 ka	

Tableau II-2: Période et ordres de cyclicité des changements du niveau marin relatif (in Torres, 1995)

Un courbe de variation du niveau marin relatif a ainsi été proposée par Haq pour le Cenozoïque (Haq et al., 1987).

Le contrôle glacio-eustatique (climatique) des séquences les plus courtes (ordre 4-5-6) est maintenant bien démontrée. L'origine des cyclicités à plus long terme est moins bien identifiée (volume des dorsales, volume des bassins, volume d'eau, climat, isostasie locale ou régionale...) et peut résulter de la convolution de plusieurs facteurs. Les cyclicités d'ordre 2 (longueur supérieure à la dizaine de millions d'années) sont assez généralement reconnues (Homewood et al., 1995) par contre les cyclicités d'ordre 3 (quelques millions d'années) sont moins clairement identifiées et nécessitent un calibrage local rigoureux.

Vu que les durées des cycles associées à un " ordre " sont différentes selon les différents auteurs (Tableau II-2), on se ralliera à l'avis de Rabineau (2001) et on évitera d'utiliser cette notion " d'ordre ".

#### II.4.3.2. Le glacio-eustatisme au Plio-quatenaire

Au Plio-quatenaire (5,3 Ma à l'actuel), les variations eustatiques sont principalement gouvernées par le climat (volume des masses d'eau) (Shackleton, 1977). Le refroidissement du climat au Plio-quatenaire entraînerait une chute du niveau de la mer d'environ 40 m (Shackleton, 1977; Blackwelder, 1981; in Reynaud, 1996) à laquelle s'ajouteraient les oscillations glacio-eustatiques à plus hautes fréquences liées aux glaciations/déglaciations.

L'effet général des glaciations sur le niveau marin est évident, le volume d'eau piégé sous forme de glace diminue le volume d'eau libre et donc le niveau eustatique. A tout "glaciaire" correspond un "bas niveau marin". Mais la quantification de ces variations du niveau marin absolu (eustatisme) n'est pas simple. Il suffit, pour s'en convaincre, de voir les disparités entre les courbes de remontée du niveau marin au cours du dernier post-glaciaire (post-18 ka) rassemblées par Pirazzoli (Pirazzoli, 1991). Les indices de position ancienne du niveau marin sont rares. Le dernier bas niveau marin (DMG: Dernier Maximum Glaciaire) est le mieux connu; il est estimé le plus généralement entre -110 et -120 m mais des estimations allant de -100 à -150 m ont été proposées. Si l'on considère que les variations isotopiques sont une fonction directe des volumes de glace, on peut alors proposer une transformation des enregistrements isotopiques continus obtenus sur les carottes marines en courbes de variations du niveau marin. Shackleton (1977), en estimant le volume de glace accumulé pendant les périodes glaciaires à 30 % et le Dernier Maximum Glaciaire à 120 m, considère qu'un enrichissement de 0,1 ‰ de la valeur du  $\delta^{18}\text{O}$  correspondrait à 10 m de chute du niveau marin (cette relation néglige les effets isostatiques). Fairbanks et Mathews (1978) et Fairbanks (1989) proposent une légère modification:  $+0,11 \text{ ‰ } \delta^{18}\text{O} = 10 \text{ m de chute du niveau marin}$ . La résolution des analyses dépendra du rapport entre la vitesse de variation du volume de glace, et de la vitesse de sédimentation (et de l'échantillonnage des mesures). Mais il s'agit là d'une estimation grossière car une grande partie des variations  $\delta^{18}\text{O}$  sont attribuées à la diminution de température des océans pendant le Pléistocène. Les conversions établies à partir des foraminifères planctoniques (courbe SPECMAP en particulier) ne sont pas idéales pour représenter les variations de volume de glaces (et donc de niveau marin), car les foraminifères planctoniques enregistrent les variations du rapport  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux de surface (particulièrement sensibles aux variations de température et de salinité et non au volume des glaces qui nous intéressent). La transformation de la courbe  $\delta^{18}\text{O}$  en niveau marin est mieux calée pour le dernier cycle glaciaire/interglaciaire car on dispose d'informations indépendantes, en particulier les données sur les coraux (Bard et al., 1998; Chappell and Shackleton, 1986), donnant des valeurs de référence sur la position du niveau marin. Labeyrie et Waelbroeck (Labeyrie, 1987; Labeyrie, 1989; Waelbroeck et al., 2002) proposent ainsi une courbe de variation du niveau marin sur 150 000 ans établie à partir de foraminifères benthiques.



## *Chapitre III :*

### *Données et méthodes*

L'ensemble des travaux présenté ici est le résultat de l'acquisition, du traitement et de l'exploitation de données de provenances diverses.

Chaque type de données procède d'une méthodologie propre et apporte des informations différentes. Le but final est d'intégrer ces informations partielles afin d'arriver à une vision la plus complète possible du système étudié.

### **III.1. Données**

Les données sur lesquelles s'articule ce travail sont les suivantes :

- Données bathymétriques ;
- Données sismiques ;
- Données pour calage stratigraphique.

#### **III.1.1. Données bathymétriques**

Les données bathymétriques proviennent de deux sources : la compilation des minutes de sondes du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) et les campagnes de l'IFREMER ayant mis en oeuvre différents sondeurs multifaisceaux.

##### **III.1.1.1. Données SHOM de la plate-forme**

La plupart des données de la zone située entre la côte et l'isobathe 150 m provient d'une compilation des minutes de sondes du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), réalisée par le groupe de cartographie de l'IFREMER et récemment publiée dans la "carte bathy-morphologique du golfe du Lion" (Berné et al., 2002). Les cartes fournies par le SHOM sont issues de 76 minutes de sonde à l'échelle du 1/10000 pour la partie la plus côtière (0-50m) et de 54 minutes au 1/20000 pour la partie 50-150 m (Figure III-1).

Le travail comprend : (i) l'interprétation des données et le contourage manuel des isobathes, tous les mètres (jusqu'à la profondeur de 140m) et tous les 2 mètres (entre les profondeurs de 140 et 150m). Cette phase permet de corriger certains décalages liés au positionnement et éviter ceux qui pourraient être générés par un contourage automatique. Ce contourage manuel fait intervenir une connaissance "a priori" de la morphologie des fonds qui s'appuie sur une importante base de données géophysiques et sédimentologiques ; (ii) la

numérisation de ces courbes de niveau ; (iii) l'interpolation géostatistique, le maillage, la correction des données et la création d'un " Modèle Numérique de Terrain " (MNT) au pas de 50 m par feuille ; (iiii) la création d'un MNT global à l'échelle 1/100000 et au pas de 100 m.

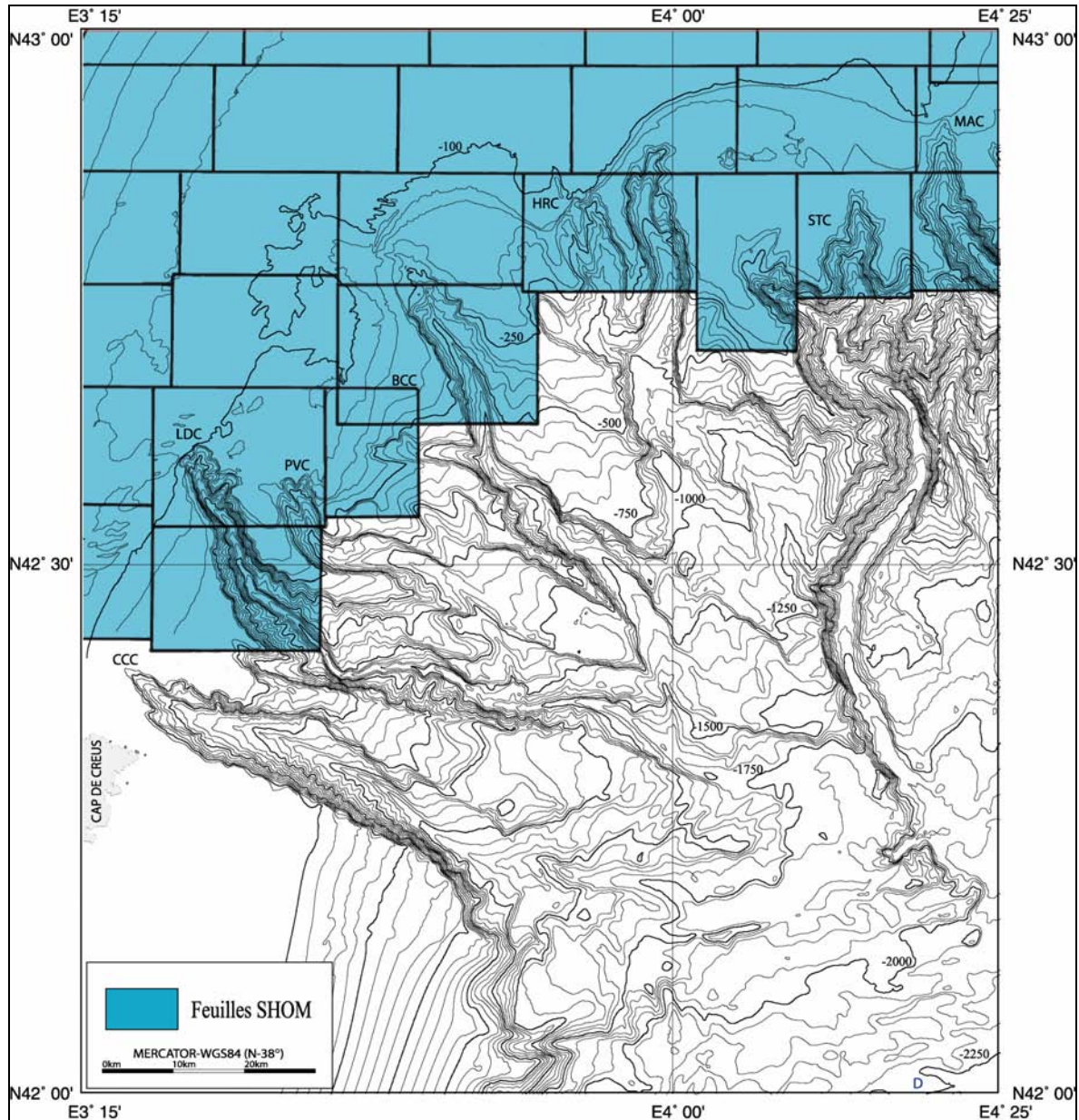


Figure III-1: Localisation de feuilles des minutes de sonde fournies par le SHOM pour la compilation réalisée par le groupe de cartographie de l'IFREMER (Berné et al., 2002) et utilisée dans cette étude.

C'est sur le modèle numérique final (avec un pas de grille de 100m) et sur quelques feuilles de résultats intermédiaires (avec un pas de grille de 50 m) que mon travail d'interprétation sur la plate-forme (moyenne et externe) a été réalisé.

### III.1.1.2. Données multifaisceaux IFREMER

#### III.1.1.2.1. L'acquisition

Les données de sondeur multifaisceaux utilisées sont issues des différentes campagnes océanographiques de l'IFREMER. Les caractéristiques des sondeurs présentées ici sont empruntées principalement aux travaux présentés sur le site : <http://www.ifremer.fr/flotte> et de la thèse d'Unterseh (Unterseh, 1999).

L'outil par excellence pour cartographier les fonds océaniques est le sondeur multifaisceaux. Il travaille suivant une large ouverture angulaire perpendiculairement à la route du navire, et a en conséquence une couverture spatiale très importante par rapport aux systèmes monofaisceaux. Le signal est émis sur l'ensemble du couloir angulaire, et il est en retour électroniquement discrétisé en un grand nombre de faisceaux représentant autant de points de mesures. Le temps de propagation des ondes fournit une information bathymétrique, tandis que l'énergie renvoyée par le fond permet la confection d'une image acoustique (Unterseh, 1999).

Un sondeur multifaisceaux est caractérisé par :

**La fréquence acoustique** : c'est la fréquence de l'impulsion sonore émise. La fréquence est un élément important dans la définition d'un échosondeur, elle détermine : la portée du sondeur (l'amortissement du son dans l'eau augmente très vite avec la fréquence), la pénétration (plus la fréquence est basse, plus elle pénètre les matériaux mous) tels que les sédiments.

**La résolution spatiale** (liée à la finesse des faisceaux), d'autant meilleure que la fréquence est élevée.

**Le nombre de faisceaux** : il varie, selon les équipements, d'une dizaine à plusieurs centaines.

**L'ouverture angulaire** : elle représente la largeur angulaire de la fauchée. C'est l'angle entre les faisceaux extrêmes. Elle varie généralement de 90° à 150°.

**La largeur angulaire des faisceaux** où l'on distingue : la largeur longitudinale (dans l'axe du bâtiment ; c'est la largeur angulaire longitudinale du faisceau d'émission) et la largeur transversale (perpendiculaire à l'axe du navire ; c'est la largeur angulaire du faisceau de réception). Ces largeurs varient typiquement de 1 à 5 degrés.

**La répartition des faisceaux**, elle peut être : équiangulaire (l'angle entre l'axe de deux faisceaux consécutifs est constant) ou équidistante (l'angle entre l'axe de deux faisceaux consécutifs est tel que la distance entre les centres des pieds de faisceaux est constante).

**La durée de l'impulsion sonore émise** : Les signaux les plus couramment utilisés sont des " pings " ou portions de signaux sinusoïdaux de durée limitée. Plus la durée d'émission est longue, plus la portée est grande, plus la résolution est faible. Elle varie couramment de 1 ms à 10 ms.

**La cadence d'émission** : C'est la durée entre deux émissions consécutives du sondeur. Elle est au moins plus longue que la durée du trajet aller/retour des faisceaux extrêmes (moins d'un dixième de seconde par petits fonds). Elle est soit constante (par exemple fixée par l'opérateur), soit réglée automatiquement, en fonction du trajet des faisceaux extrêmes.

**La cadence d'échantillonnage du signal** : c'est la cadence d'échantillonnage des signaux reçus par chaque transducteur élémentaire. La distance inter-échantillon augmente lorsque l'incidence diminue.

Le sondeur proprement dit comprend : (i) des antennes d'émission et de réception. Dans le cas des sondeurs à haute fréquence, on utilise une même antenne pour l'émission et la réception ; (ii) une unité d'émission / réception générant le faisceau d'émission, assurant la réception des signaux et leur traitement et (iii) **une interface homme-machine** : généralement une station de travail qui permet à l'opérateur de piloter le sondeur et de contrôler son bon fonctionnement.

Un sondeur multifaisceaux est caractérisé par :

- Sa portée (Figure III-2) : c'est la profondeur limite au delà de laquelle le système est incapable de fournir des mesures fiables. La portée est généralement représentée par une courbe représentant la largeur de fauchée en fonction de la profondeur.

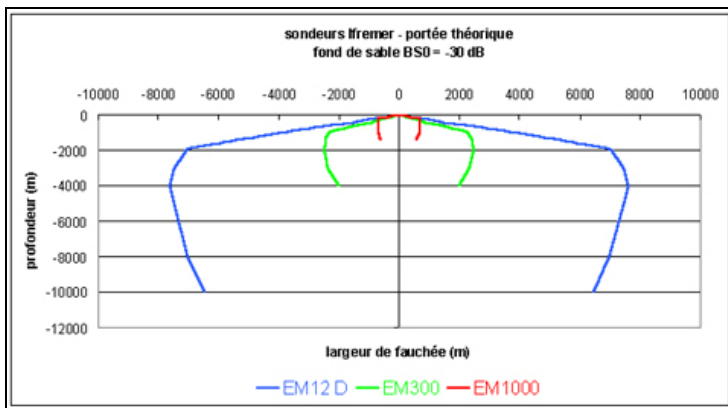


Figure III-2 : Portée des sondeurs (source <www.ifremer.fr>).

- Sa résolution (Figure III-3) : c'est la capacité du système à distinguer 2 objets proches. Elle dépend principalement de la largeur des faisceaux et de la taille de la " pastille insonifiée " (plus les faisceaux sont fins, meilleure est la résolution).

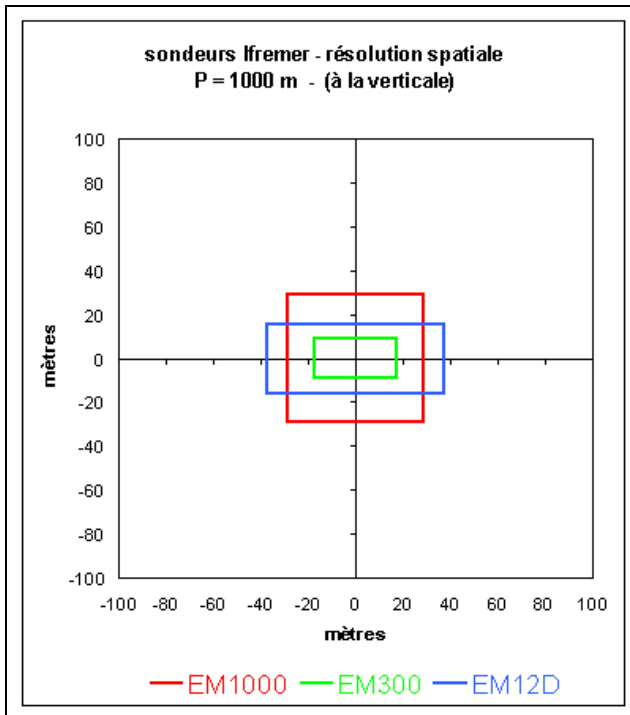


Figure III-3 : Résolution des sondeurs (source <www.ifremer.fr>).

- Sa précision (Figure III-4) : la précision du sondeur traduit la qualité d'estimation de la profondeur (précision verticale) et de la position des sondes (précision horizontale) déterminées par le système.

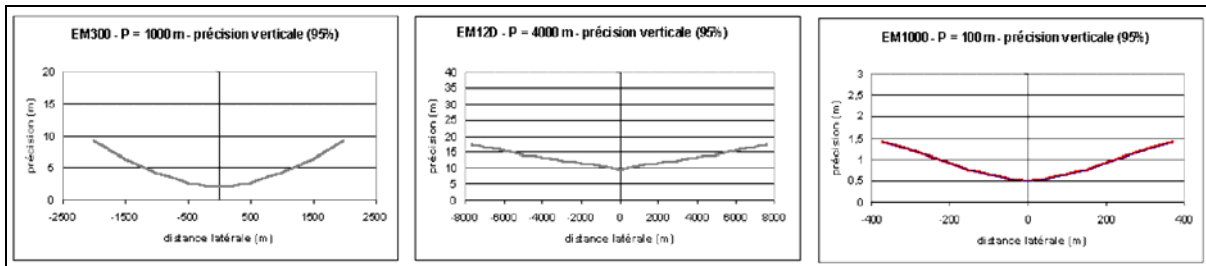


Figure III-4 : Précision des sondeurs (source <www.ifremer.fr>).

- La précision globale dépend d'une part de la précision du sondeur (précision des mesures d'angles et de distance), d'autre part de la précision des capteurs ou mesures auxiliaires (système de positionnement, centrale d'attitude, mesure de marée, de célérité, vitesse du navire). Les caractéristiques des sondeurs multifaisceaux sont présentées dans le Tableau III-1.

Sondeur	EM12 D	EM 300	EM 1000
Constructeur	Kongsberg Simrad (N)	Kongsberg Simrad (N)	Kongsberg Simrad (N)
Antennes	Planes (en V)	Planes horizontales	Circulaires
Plage de profondeur	50-12 000 m	20 – 4 000 m	0 – 1 500 m
Fréquence	13 kHz	32 kHz	95 kHz
Nombre de faisceaux	162	135	60
Ouverture angulaire	150°	140°	150°
Largeur des faisceaux (émission x réception)	1,8 x 3,5°	1 x 2°	3,3 x 3,3 °
CAMPAGNES	CALMAR-97	CALMAR-99 MARION-2000 STRATAFORM-2002	CALMAR-99 MARION-2000 STRATAFORM-2002

Tableau III-1 : Caractéristiques des sondeurs multifaisceaux et liste des campagnes durant lesquelles ils ont été utilisés.

Les données de bathymétrie issues du sondeur sont traitées à bord pour permettre une première interprétation et un contrôle de qualité ; stockées numériquement, elles seront re-traitées de manière plus poussée à terre afin d'établir des cartes bathymétriques de grande qualité (Modèles Numériques de Terrain (MNT)) à l'aide du logiciel CARAIBES de l'Ifremer.

#### III.1.1.2.2. Le traitement

Les traitements sont réalisés à l'aide du logiciel CARAIBES développés par l'Ifremer, avec l'objectif final de filtrer les données aberrantes et d'établir un modèle numérique de terrain le plus adéquat à nos besoins. La partie fondamentale du traitement et l'homogénéisation des données ont été réalisés par B. Loubrieu (au sein du groupe de cartographie de l'Ifremer). Des traitements particuliers ont été réalisés pour la campagne CALMAR-97 (campagne qui recouvre la presque totalité de la pente continentale de la zone étudiée). Les étapes essentielles du traitement des données de bathymétrie sont le contrôle, la validation et le filtrage des données brutes (Bourillet et al., 1996).

Les données brutes peuvent être dégradées soit par la présence de sondes aberrantes, soit par des bruits de mesure. Les bruits de mesure sont généralement liés aux paramètres d'environnement que sont en particulier l'attitude, le positionnement du navire et la mesure de la célérité du son dans l'eau.



Un modèle numérique de terrain est une grille régulière de valeurs bathymétriques interpolées à partir des données brutes du voisinage. Sa qualité est directement liée à la qualité des données brutes et aux opérations d'élimination d'erreurs appliquées à celles-ci, ainsi qu'au choix du pas de grille qui permet d'adapter le modèle à l'espacement des sondes et à l'échelle de la carte.

### III.1.2. Données sismiques

L'étude sismique repose sur l'exploitation de profils de sismique réflexion d'origines diverses. Les nombreuses méthodes employées, pour générer des ondes capables de se propager dans le sous-sol, peuvent être classées en fonction de la fréquence d'émission qui conditionne les profondeurs atteintes (Figure III-5) et (Figure III-6).

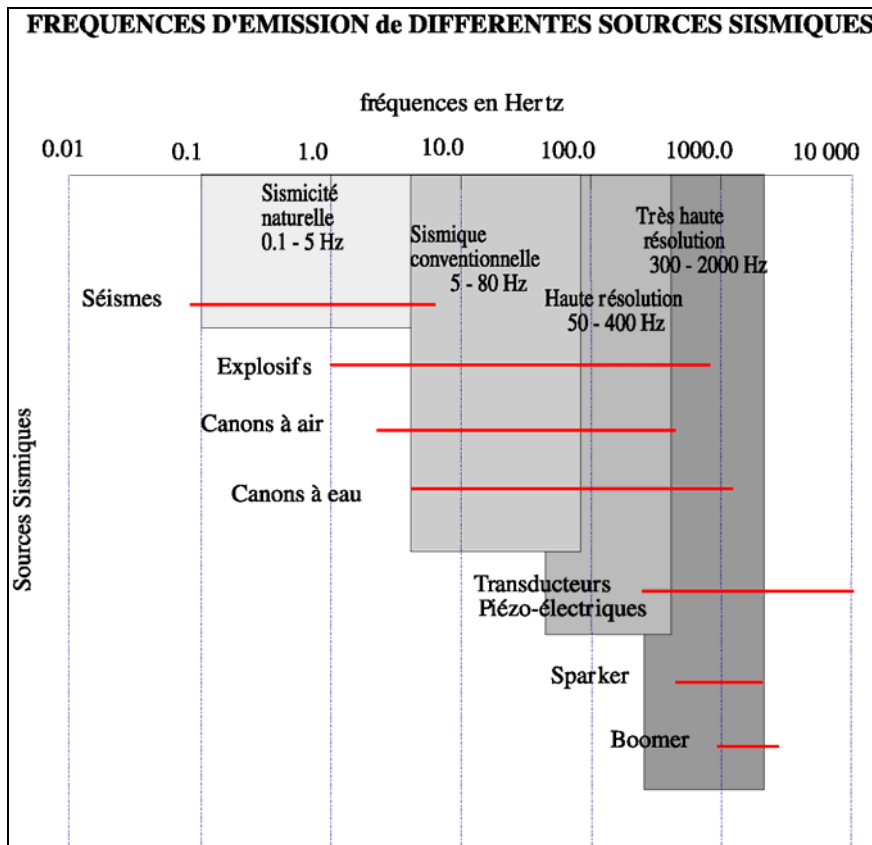


Figure III-5 : Classification en fonction de la fréquence des différentes sources sismiques (Nouzé and Chauchot, 1999).

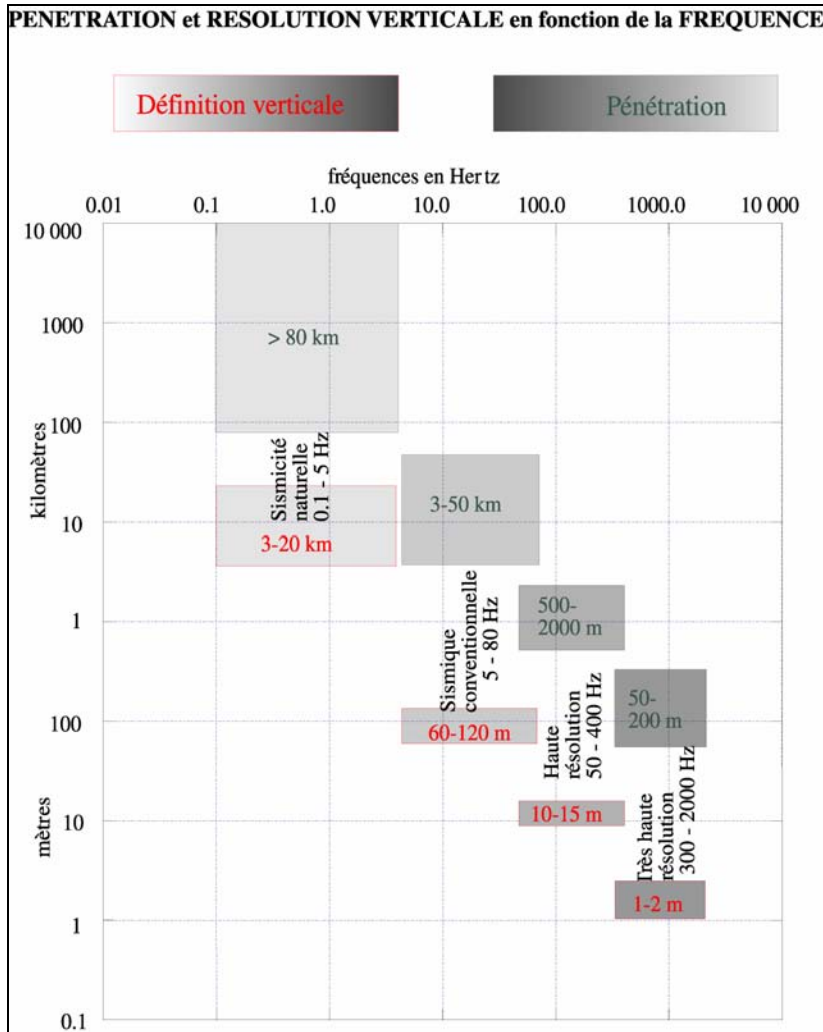


Figure III-6 : Classification des différentes sismiques en fonction de la fréquence de la pénétration et de la résolution (Nouzé and Chauchot, 1999).

Dans notre étude il s'agit, pour l'essentiel, de données de sismique réflexion de haute et très haute résolution, acquises lors des campagnes récentes de l'IFREMER :

- Profils de la campagne CALMAR-97 pour le sondeur de sédiments.
- Profils de la campagne CALMAR-97 pour la sismique rapide (6 traces)
- Profils des campagnes ESCOMED, BASAR-1, BASAR-2, BASAR-3, CALMAR-97, CALMAR-99 et STRATAFORM-2002 pour les profils de sismique THR (500-2000Hz) utilisant une source Sparker électrique.
- Profils de la campagne MARION-2000 pour compléter les données THR, enregistrant les canons avec une flûte haute résolution.
- Profils de la campagne MARION-2000 pour la sismique multitrace (flûte de 24 traces).

Ce jeu de données sismiques est complété par quelques profils de sismique réflexion “ pétrolière ” de grand pénétration (ECORS et LRM96 ). Les caractéristiques des systèmes de sismique réflexion et les campagnes durant lesquelles ont été acquis les profils sismiques sont présentées dans le Tableau III-2. Les différentes campagnes sismiques sont présentées dans la carte de la Figure III-7.

<b>CAMPAGNE</b>	<b>ANNEE</b>	<b>POSITIONEMENT</b>	<b>SOURCE</b>	<b>RECEPTEUR</b>
Escomed	1992	GPS différentiel	Sparker	Flute THR (sig)
Basar1	1994	GPS différentiel	Sparker	Flute THR (sig)
Basar2	1995	GPS différentiel	Sparker	Flute THR (sig)
Calmar-97	1997	GPS différentiel	2 canons G.I. Sparker	6 traces Flute THR (sig)
Basar3	1998	GPS différentiel	Sparker	Flute THR (sig)
Calmar-99	1999	GPS différentiel	Sparker	Flute THR (sig)
MARION-2000	2000	GPS différentiel	1a3GI+2a3miniG 1a3GI+2a3miniG	24 traces Flute THR (sig)
STRATAFORM	2002	GPS différentiel	Sparker	Flute THR (sig)

Tableau III-2: Campagnes et nature de données sismiques utilisées.

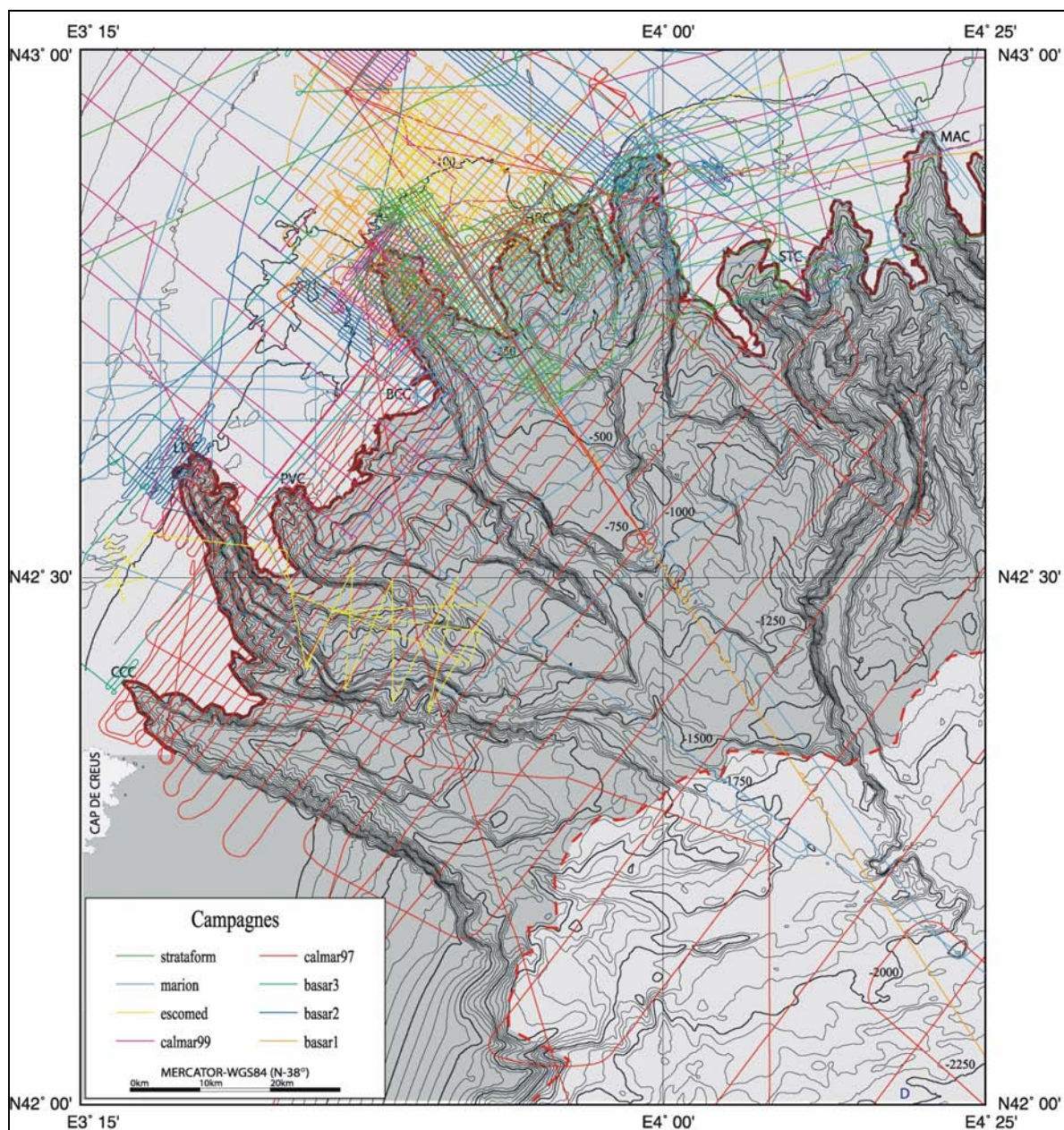


Figure III-7: Localisation des campagnes de l'IFREMER utilisées dans cette étude, sur un fond bathymétrique simplifié.

### III.1.2.1. Les données de sondeur de sédiment

#### III.1.2.1.1. L'acquisition

Les données de sondeur de sédiments correspondent principalement aux données 3.5 kHz de la campagne CALMAR-97. Le sondeur de sédiment est un sondeur monofaisceau destiné à la reconnaissance des dépôts sédimentaires superficiels. Le sondeur émet une onde acoustique dont la fréquence est centrée sur 3.5kHz. Cette onde pénètre les sédiments en incidence verticale et est réfléchiée par les contrastes d'impédance (l'impédance est le produit vitesse\*densité ; en général, ces contrastes correspondent aux interfaces entre les couches

sédimentaires). Le signal reçu est exprimé sous la forme d'une coupe "sismique", sur laquelle tous les réflecteurs rencontrés sont représentés en fonction de la profondeur (d'après le temps d'arrivée et l'application d'une loi de vitesse) et avec une résolution verticale d'environ 0,75 mètres.

La pénétration maximale du signal est très variable et dépend de la nature des dépôts étudiés : de 150 m environ pour des sédiments fins et peu atténuants à une pénétration quasiment nulle en présence de sables grossiers ou de roches.

#### III.1.2.1.2. Le traitement

Aucun post-traitement n'a été appliqué aux données de sondeur de sédiments. Le travail d'interprétation présenté dans le chapitre V a été réalisé sur les copies des sorties papier, avec le traitement " temps réel " réalisé sur le bateau.

#### III.1.2.2. Les données THR

Le principe de la sismique monotrace est présenté dans la Figure III-8. Les données monotrace des campagnes ESCOMED, BASAR-1, BASAR-2, BASAR-3, CALMAR-97, CALMAR-99, MARION-2000 et STRATAFORM-2002 ont été utilisées.

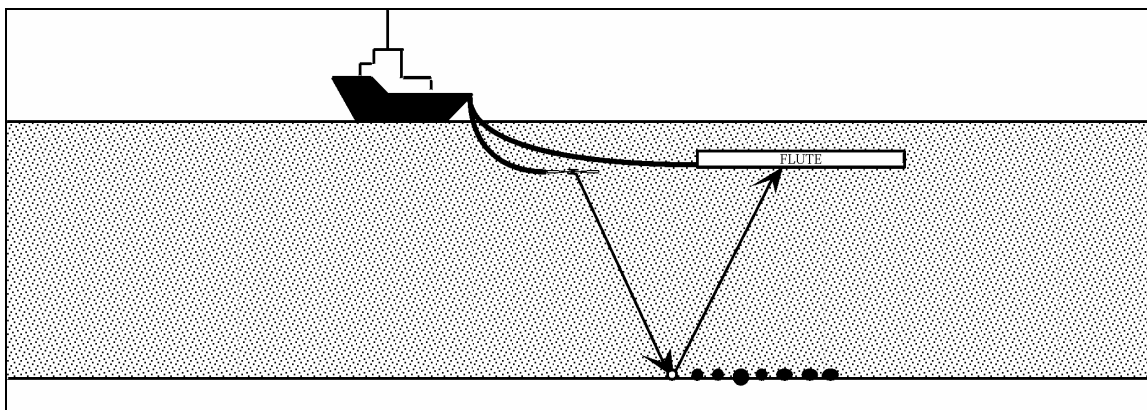


Figure III-8 : Principe de la sismique monotrace.

#### III.1.2.2.1. L'acquisition

Les dispositifs d'acquisitions des données sparker des diverses campagnes présentent une configuration analogue (Figure III-9).

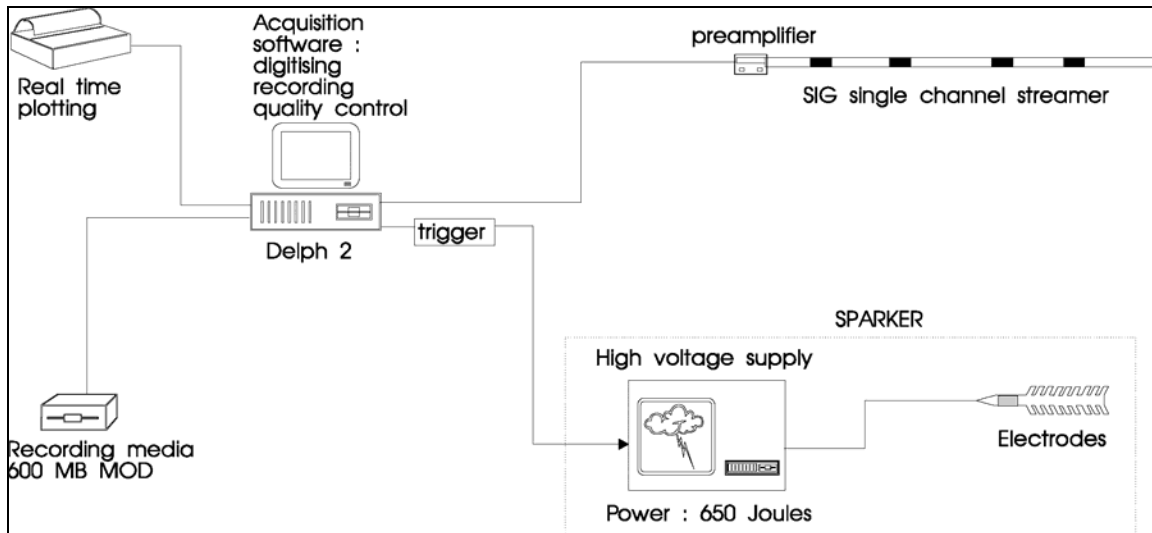


Figure III-9 : Dispositif d'acquisition des données sparker (d'après Nouzé and Chauchot, 1999).

Les données monotrace acquises pendant la campagne MARION-2000 ont la particularité d'avoir été acquises avec une source de sismique multitrace (3+1|miniGI + GI) utilisant la petite flûte SIG comme capteur. Même si la résolution de données n'est pas aussi élevée que celle du "sparker", elle est suffisante pour combler "les vides" entre les profils de meilleure résolution.

#### III.1.2.2.2. Le traitement

Le résultat du traitement des profils THR ("sparker" et "SIG") présentés dans ce travail provient des travaux d'amélioration du logiciel "SITHERE", réalisés par Herve Nouzé (1993), ainsi que de l'adaptation à nos besoins de la séquence de traitement automatique conçue par Marina Rabineau et Daniel Aslanian (Rabineau, 2001).

La chaîne de traitement des profils sismiques débute par la **caractérisation du signal**. La visualisation des sismogrammes de tir le long du profil (module *sismo*) permet de caractériser le signal reçu et d'apprécier ainsi la qualité de l'enregistrement. Le sismogramme (Figure III-10) permet de mesurer certains paramètres (profondeur de détection du fond sur un tir, épaisseur (ms) du signal, atténuation en profondeur) nécessaires dans l'utilisation d'autres modules. La visualisation du spectre des fréquences pour un tir (module *specm*) permet de caractériser le contenu fréquentiel (répartition des fréquences) du signal (Figure III-11).

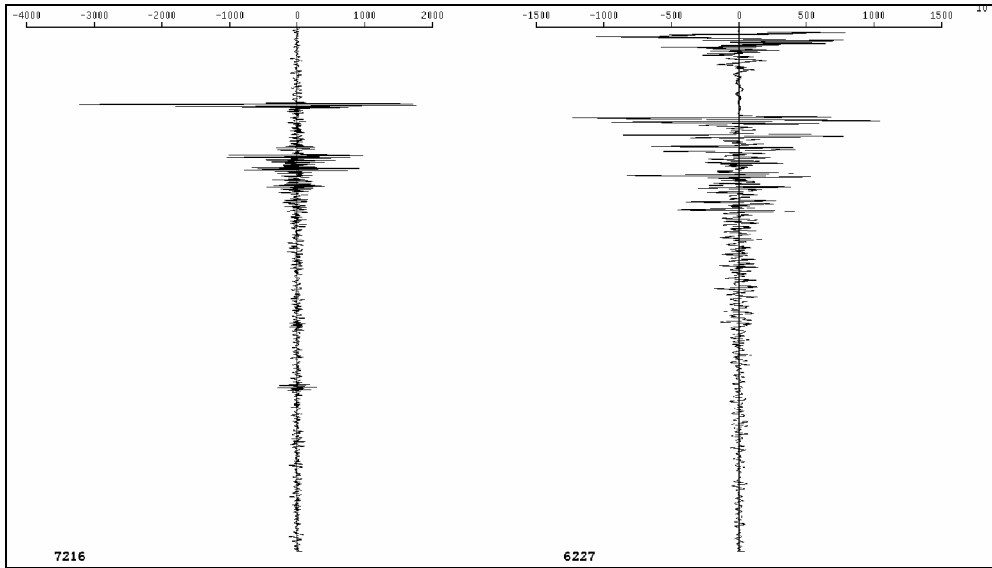


Figure III-10 : Sismogramme type d'un profil sparker de la campagne STRATAFORM et d'un profil SIG de la campagne MARION-2000.

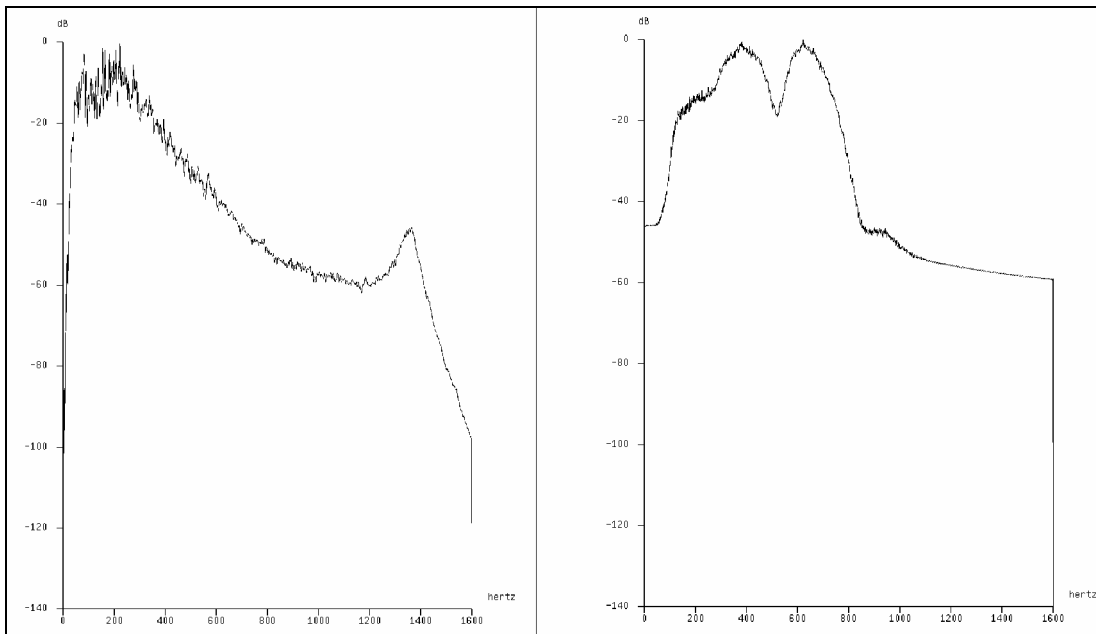


Figure III-11 : Spectre des fréquences d'un profil sparker de la campagne STRATAFORM et d'un profil SIG de la campagne MARION-2000.

Dans le sismogramme des données brutes, on peut observer si le signal est décentré par rapport à la moyenne. Si c'est le cas, un recentrage ou une normalisation du signal est nécessaire à l'aide des modules "centre" ou "norm" (**Normalisation**). L'étape suivante consiste à enlever les fréquences qui ne contiennent pas d'information géologique ou qui correspondent aux différentes sources de bruit. Pour cela, on regarde le spectre de fréquences (Figure III-11) et on filtre les fréquences éloignées du signal émis (e.g. le sparker est caractérisé par une large bande de fréquences avec un pic principal centré autour de 500 Hz et



un pic secondaire autour de 1000 Hz). L'atténuation du bruit se réalise en deux étapes, à l'aide des filtres récurrents de Butterworth (module "*felics*"). Dans un premier temps, les fréquences en dessous de X Hz sont filtrées (**filtre passe-haut**), et dans un deuxième temps, celles en dessus de Y Hz (**filtre passe-bas**). Les très basses fréquences (~50 Hz) correspondent en général au bruit du navire. Une série d'essais est nécessaire pour déterminer les valeurs optimales de X et Y. Il est important de ne pas trop filtrer car, par exemple, c'est dans les hautes fréquences qu'est enregistrée l'information "fine" des sédiments. L'étape suivante est optionnelle. Elle consiste à lisser le signal en réalisant une **moyenne** (module "*moyenn*") : ce module permet de moyenniser le signal sur 2 ou 3 tirs voisins. Cette moyenne peut améliorer le rapport signal/bruit du profil mais aussi fausser les données. On peut également essayer d'**atténuer les multiples**, car une des limites majeures à l'interprétation sismique est la présence de forts multiples du fond qui se superposent aux horizons sismiques réels. A cette fin, nous disposons des modules "*multi*" et/ou "*dechom*". L'utilisation de ces modules a donné des résultats plus ou moins bons en fonction du type de sismique et du profil traité. Avec l'augmentation de profondeur le signal perd de l'énergie. Cette perte systématique peut être compensée par l'application d'un **gain** (module *gain et/ou agc*). Le risque en appliquant systématiquement un gain est de perdre la dynamique des profils (c'est à dire la différence d'intensité entre les réflecteurs) (Figure III-12); pour préserver la dynamique, la solution retenue consiste à appliquer un TVG (*Time Variable Gain*) linéaire (facteur multiplicatif de l'amplitude croissant (linéairement) avec la profondeur) de façon à bien conserver le contraste en surface et amplifier notre signal en profondeur.



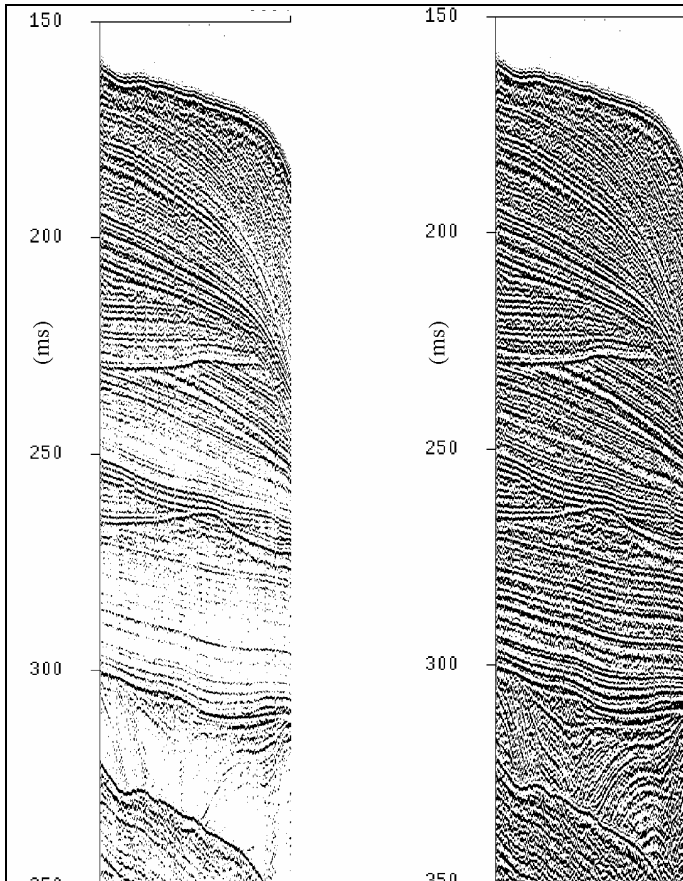


Figure III-12 : Différence entre un profil saturé (a) et non saturé (b). Noter la perte de contraste (conséquence de la saturation).

Une étape secondaire consiste à enlever le **bruit dans l'eau** (module *mute*) : ce module nécessite le repérage du fond (première arrivée) sur l'ensemble du profil ; il ramène alors la trace à zéro jusqu'à la profondeur du fond. Il est nécessaire de repérer "manuellement" (lecture sur le sismogramme) le fond sur le premier tir ; le module effectue alors une recherche automatique (dans une fenêtre définie) de tir en tir. Si le relief du fond est trop accidenté, ou s'il existe des tirs erronés, la recherche automatique n'est pas efficace ; il faut alors pointer le fond marin à l'écran avant de supprimer la colonne d'eau.

La comparaison entre le profil initial brut et le profil traité (Figure III-13) illustre l'importance du traitement sismique pour le travail d'interprétation des données sismiques.

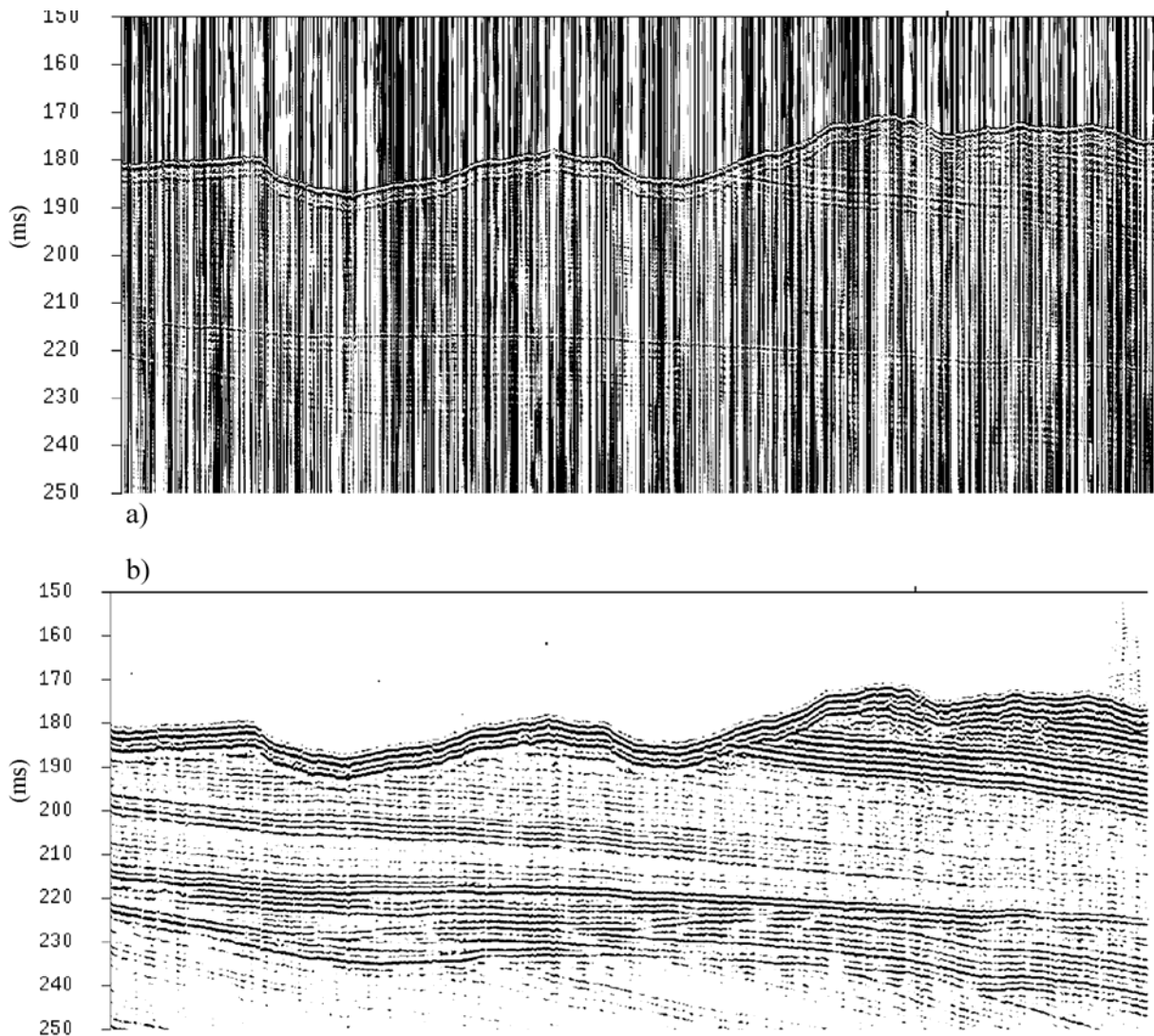


Figure III-13 : Profil sparker brut (a) et traité (b) de la campagne STRATAFORM, qui met en évidence l'importance du traitement sismique pour l'interprétation des données sismiques utilisées dans cette étude.

#### III.1.2.2.3. Calcul des croisements

Après avoir traité l'ensemble des profils, on calcule les points de croisements entre les différents profils de manière à avoir cette information sur la sortie papier. La recherche des points de croisements se fait à partir d'un module de recherche "automatique" appelé "control-croise" issu de MAGMA (modification 1998). Il sert à (i) rechercher les profils qui se croisent à partir d'un fichier navigation et à (ii) calculer les éventuels écarts (verticaux) pour un même horizon pointé sur des profils différents (issus du module "pointech" de SITHERE).

Pour le calcul des points croisements, il est nécessaire de mettre en forme le fichier de navigation de la manière suivante : transformer la navigation bateau en navigation engin, modifier le codage des dates "modif\_crois.awk", enlever les numéros de segment

“enlev01.awk”, enlever les points de croisement d’un profil avec lui même “suprim\_crois\_luimeme.awk”, ajouter les croisements inverses (“doublage.awk”), ordonner les croisements par profil et par heure (en ordre croissant et en faisant attention au changement de date à 00h), et enfin, coder tous les profils sur quatre chiffres. Ces modifications ayant été réalisées pour chaque profil, on peut lancer le programme “control-croise” qui donne en sortie un fichier contenant des informations sur les points d’intersection. Ce fichier permet, sous ISATIS, de vérifier la cohérence des croisements d’un horizon, d’un profil à l’autre. Ce fichier permet également, sous SITHERE, l’affichage des croisements sur les profils sismiques avant leur impression papier. Les formats de fichier intermédiaires ainsi que les programmes utilisés sont présentés sur CD en annexe.

#### III.1.2.2.4. Problèmes soulevés et solutions proposées

Deux problèmes majeurs ont été mis en évidence pendant la phase de traitement : (i) un décalage vertical de 34ms des profils SIG de la campagne MARION-2000 et (ii) un décalage horizontal variable des profils sparker de la campagne STRATAFORM.

(i) Le décalage vertical des profils monotrace de la campagne MARION est dû au retard de déclenchement des canons par rapport à l’ordre de tir : le système qui commandait l’acquisition était *ECOS* (P. Violette, *GENAVIR*). *ECOS* permet de tirer à pas constant ; il reçoit les données de navigation de la centrale de navigation *CINNA* et envoie simultanément un ordre de tir (à l’instant que la distance intertir choisie a été parcourue) au système d’enregistrement *DELPH* et à la boîte de tir qui commande le déclenchement de canons. L’enregistrement commence dès la réception de l’ordre par le système *DELPH* ; en revanche il existe un délai (inhérent au fonctionnement des canons) entre la réception de l’ordre de tir et son déclenchement : ce délai était ici de 34 ms.

(ii) Le décalage horizontal sur les profils sparker de la campagne STRATAFORM provient de l’utilisation de la nouvelle version de *DELPH* (2). La valeur d’intertir demandée par le logiciel était de 1.5 seconde. Or, sur certains profils, cette valeur est non seulement différente de 1.5 mais varie le long d’un même profil. Le problème réside dans une acquisition en mode “tir imbriqué” pour laquelle la cadence de tir change avec le délai d’enregistrement. La solution pour les prochaines missions d’acquisition sismique sera de travailler en mode synchrone et de désactiver le tir imbriqué pour avoir une cadence de tir fixe et un délai variable (manuel). Pour les profils acquis en mode tir imbriqué, il est nécessaire de repérer les changements de valeur d’intertir. Pour ce faire, grâce au module “*lecheu*”, on

note tous les x tirs l'heure correspondante. Un contrôle de la cadence de tirs le long des profils et tous les 100 tirs est effectué. Puis, lorsque l'on a repéré où s'effectue le changement de fréquence de tir, on coupe le profil en ce point, grâce au module " *extrac* ". Chaque portion de profil de cadence différente est alors renommée (ex: 7054 devient 7254 et 7354) et par l'intermédiaire du module " *navcte* ", la bonne fréquence de tir est appliquée aux données.

### III.1.2.3. Les données multitraces

Le principe de la sismique multitrace est présenté dans la Figure III-14. Dans cette étude, nous avons utilisé les données multitrace des campagnes LRM, CALMAR-97 et MARION-2000.

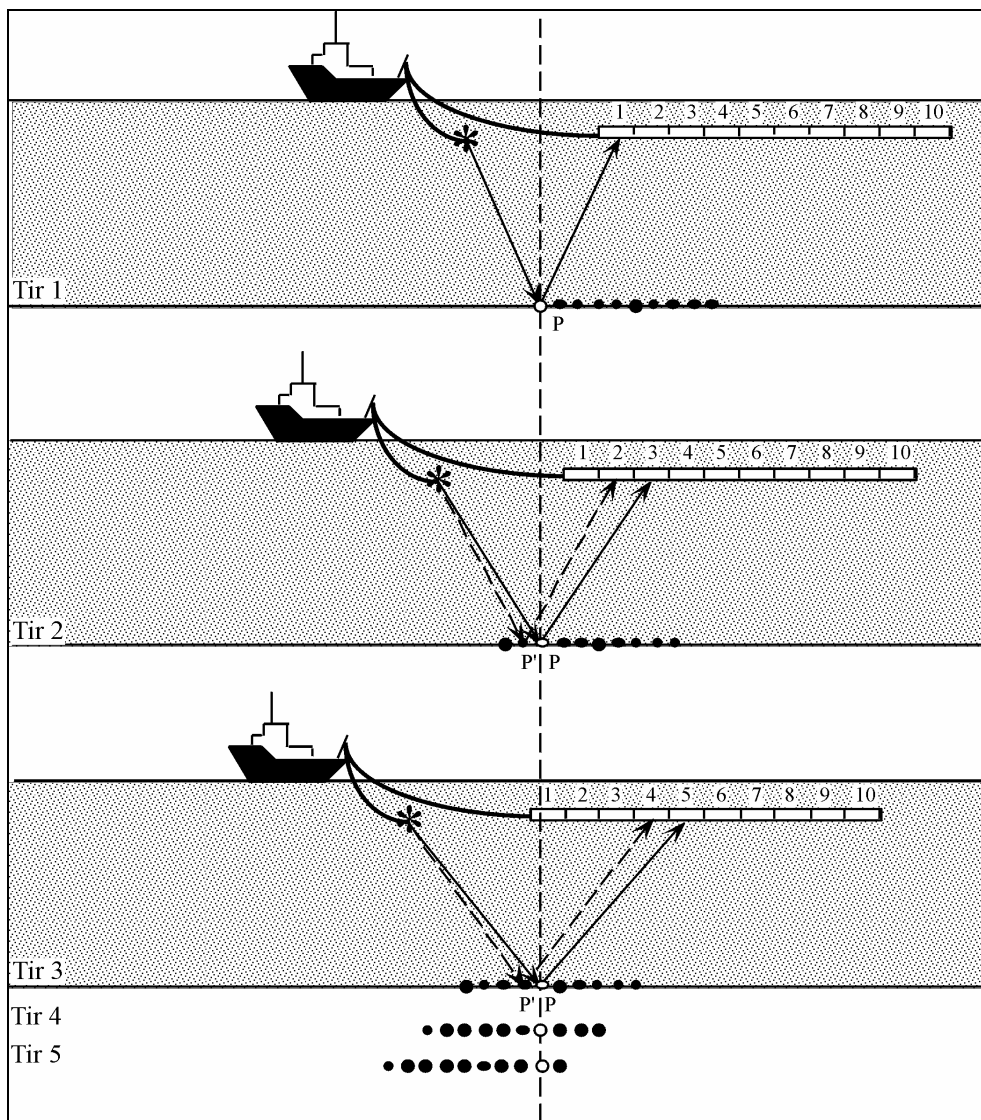


Figure III-14 : Principe de la sismique multitraces.

### III.1.2.3.1. L'acquisition

Durant la campagne CALMAR-97 la source employée était constituée de deux canons G.I. de capacité 45/105 cubic inch alimentés par de l'air sous une pression de 150 bars. Les canons sont déployés à une distance de 50 m à l'arrière du navire et à une profondeur de 3 m afin d'obtenir des fréquences de source plus élevées. Le dispositif de réception déployé était une flûte 6 traces avec un intertrace de 50 m. La fréquence d'échantillonnage est de 500hz sans délai d'enregistrement (=0 s) et la durée d'enregistrement de 8 s. L'ensemble du dispositif est présenté dans la Figure III-15.

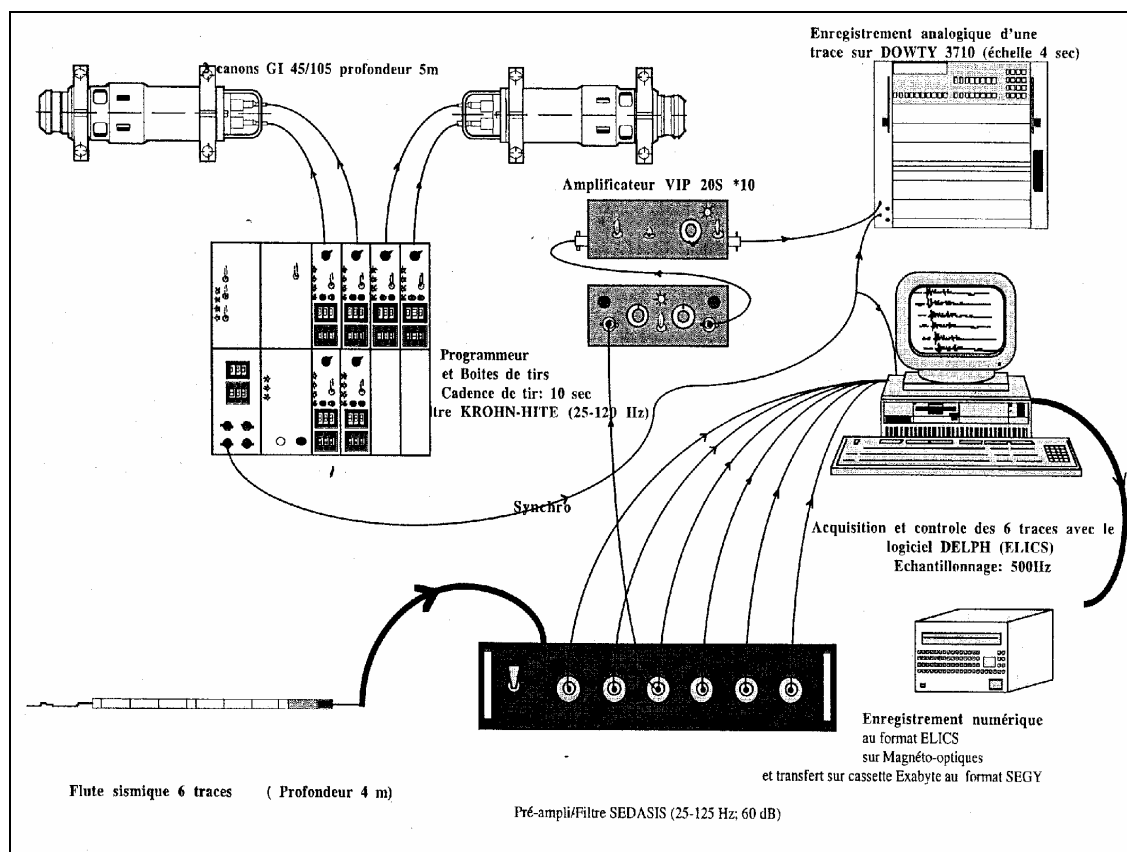


Figure III-15 : Dispositif déployé pour la sismique 6 traces de la campagne CALMAR-97.

Durant la campagne MARION-2000 le dispositif déployé pour synchroniser l'acquisition de la flûte 24 traces et la flûte SIG est présenté dans Figure III-16.

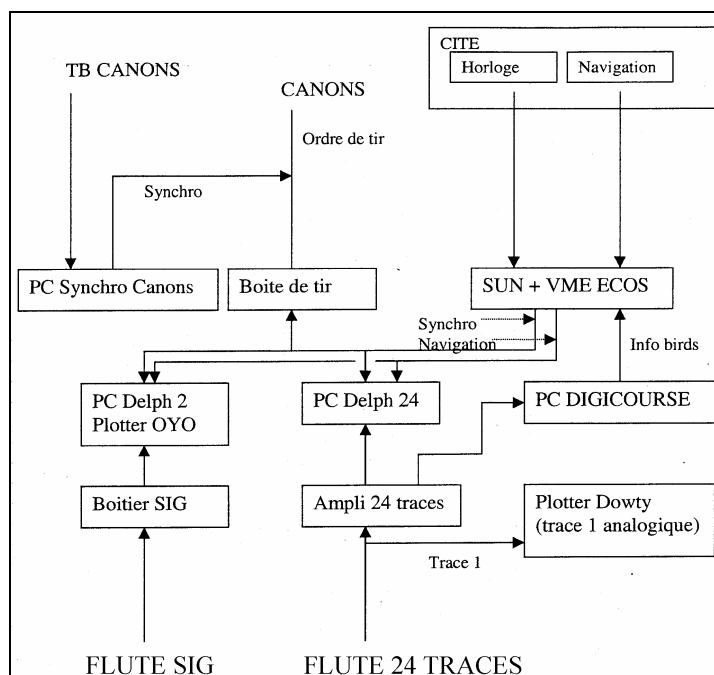


Figure III-16 Dispositif "synchro" déployé pour la sismique SIG et 24 traces de la campagne MARION-2000.

### III.1.2.3.2. Le traitement

Le traitement de base des données de la campagne CALMAR-97 a été réalisé par Jean-Pierre Le Formal. Les données ont été filtrées puis sommées (couverture 3) à vitesse constante (vitesse de l'eau). Après traitement, et suite à l'importation sur "SITHERE", des traitements complémentaires ont été réalisés pour arriver aux données finales sur lesquelles on a travaillé.

Le plus important travail de traitement des données de la campagne MARION-2000 a été réalisé à l'aide du logiciel *PROMAX* par Estelle Thereau et Barbara Golya, assistées par H. Nouzé. Ils ont utilisé la séquence de traitement suivante:

- positionnement de source et récepteurs,
- entrée des données segy,
- calcul de positions de CDP,
- mise en CDP,
- premier antimultiple (WEMR)
- deuxième antimultiple par déconvolution prédictive,
- analyse de vitesse,
- corrections dynamiques (=NMO)
- sommation
- migration temps à vitesse constante.

Après ce traitement, et suite à l'importation sur "SITHERE", une transformation en profondeur de certains profils clefs a été réalisée à l'aide du module "migvel" de SITHERE (Nouzé, com.pers.). Pour la transformation des données en profondeur, un modèle de vitesse multicouches est réalisé de manière à enlever les effets de "pull-down" et de "pull-up" générés par les contrastes de vitesse existants entre les différents ensembles qui constituent le profil sismique. La perturbation majeure est observée en présence des canyons et est générée par l'eau. Pour enlever cet artefact, il suffit de déterminer la hauteur de la colonne d'eau et de la différencier de l'ensemble sédimentaire. Une vitesse de 1500m/s est attribuée à la colonne d'eau et une vitesse de 1800 m/s à la colonne sédimentaire. Plusieurs essais ont été réalisés pour restituer à la colonne sédimentaire sa géométrie originale. Le manque d'informations concernant la vitesse du signal dans chacun des sous-ensembles sédimentaires identifiés a fait que l'on a choisi de s'affranchir uniquement des artefacts engendrés par la colonne d'eau, évitant ainsi d'introduire des artefacts supplémentaires et de dénaturer les profils originaux par l'utilisation de modèles plus complexes (et moins maîtrisés).

#### III.1.2.3.3. Calcul des croisements

Pour les croisements des profils multitraces, et du fait de leurs provenances diverses (LRM, CALMAR-97 et MARION-2000), une approche différente a été utilisée pour chaque type de sismique.

Pour CALMAR-97 les heures de la navigation bateau ont été utilisées pour les calages. Les croisements ont été tracés à la main. Pour les profils LRM96, le plan de position réalisé par C. Fouchet après numérisation des cartes fournies par ELF (Fouchet, 1998) a été utilisé. Pour les profils de la campagne MARION-2000, la procédure mise au point par Hervé Gillet a été adaptée à nos besoins. Elle consiste à élaborer, à partir d'un fichier SEG-Y de profil sismique, un fichier 'chemin' contenant la position en coordonnées géographiques des CDP correspondants et directement importable dans CARAIBES. Ce travail a été réalisé profil par profil : la première étape consiste à extraire du fichier SEG-Y, et grâce au programme "navsrcdp", la position en coordonnées rectangulaires (xy) de tous les CDP du profil en question. La deuxième étape consiste à convertir les coordonnées rectangulaires du fichier "allcdp.xy" en coordonnées géographiques. Le fichier obtenu "allcdp.geo" contient la position de l'intégralité des CDP, exprimée en coordonnées géographiques. Cette étape est réalisée avec l'utilitaire "Lalox" de CARAIBES (il est essentiel de connaître pour cette étape les paramètres de projection du fichier de navigation utilisé lors du traitement dudit profil. Ces paramètres sont généralement les mêmes que ceux pris en compte lors de

l'acquisition des données. La troisième étape consiste à convertir le fichier "allcdp.geo" en format "chemin" de CARAIBES et à extraire les points à représenter. Pour ce travail, un point sur 100 CDP est conservé et une étiquette est affichée tous les 500 CDP.

### III.1.3. Calage stratigraphique

#### III.1.3.1. Forages pétroliers

Les calages stratigraphiques des séries plioquaternaires reposent sur les informations disponibles de quatre puits de forage pétroliers implantés sur la plate-forme : Tramontane, Mistral, Rascasse et Autan. (Gorini et al., 1994 et Cravatte et al., 1974) (Figure III-17).

Les étages géologiques du Plio-Quaternaire n'ont pu être que très rarement individualisés et le positionnement des limites stratigraphiques reste incertain. Les descriptions et les logs synthétiques des différents forages réalisés à partir des rapports de fin de sondage (Cravatte et al., 1974) et les considérations stratigraphiques apportées par Lofi (2003) ont été utilisés pour ajouter des contraintes stratigraphiques supplémentaires.

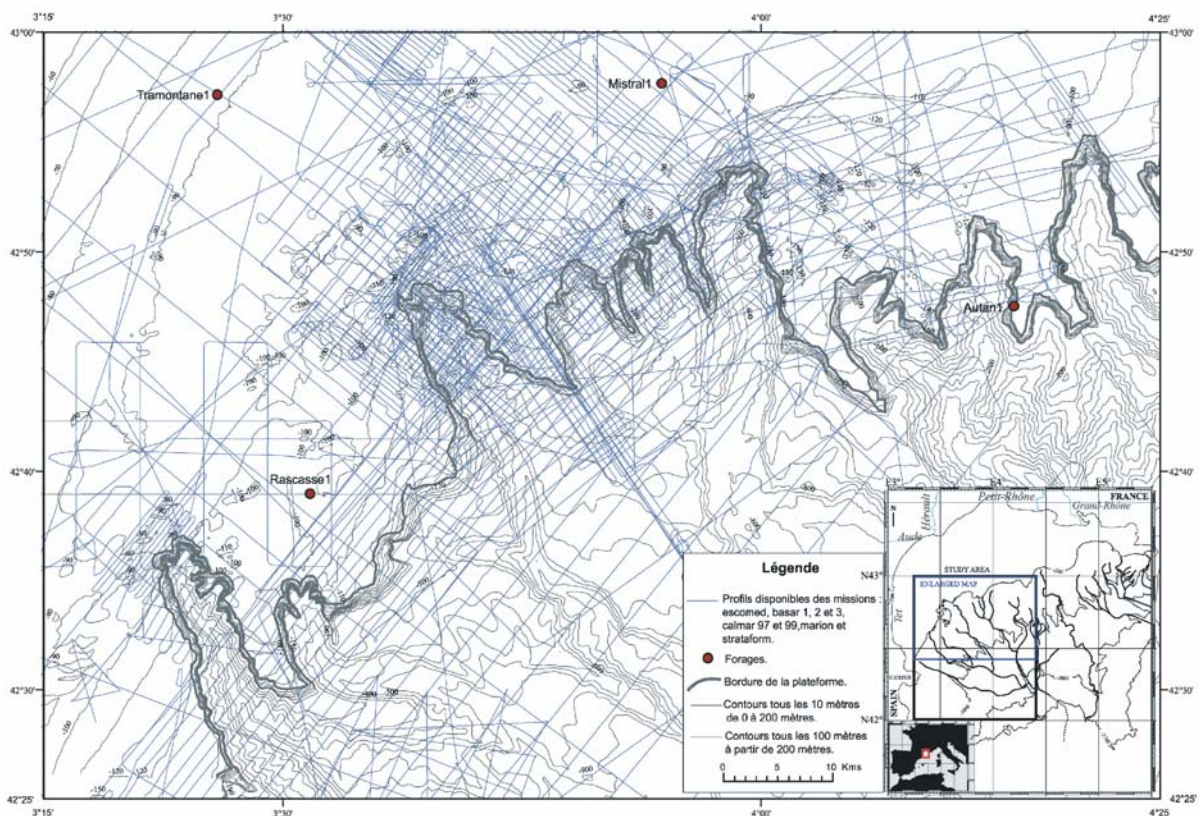


Figure III-17 : Position des forage pétroliers Tramontane, Mistral, Rascasse et Autan et lignes sismiques utilisées pour le calage.



### III.1.3.2. Carottes

Les nouvelles carottes utilisées dans cette étude permettent de compléter les résultats de Rabineau (2001). Elles proviennent des quatre prélèvements aux carottiers Küllenberg, réalisés sur le flanc du canyon de l'Hérault.

Le carottier est un tube lesté de 2 à 30 m de longueur dans lequel est insérée une gaine en PVC de diamètre externe 100 mm. Largué depuis le navire, le carottier descend jusqu'au fond par gravité. Il est précédé de quelques mètres par un guide qui peut être gréé en carottier pilote (diamètre 60 mm et une trentaine de centimètres de longueur). Lorsque ce dernier heurte le sol, le tube principal est largué et tombe en chute libre de quelques mètres. Le carottier pénètre alors dans le sol sous l'action de son propre poids. Un piston, présent dans la gaine à la surface des sédiments, subit un mouvement relatif ascendant, qui favorise la pénétration du carottier par aspiration des sédiments et limite la perturbation par effet de pieu. L'ensemble est ensuite arraché du sol marin par le treuil pour être ramené à la surface. Une "peau d'orange" constituée de fines et souples lamelles d'acier inoxydable recourbées vers le haut retient la carotte lors de la remontée. Une fois à bord, le tube en PVC est extirpé du carottier et tronçonné en portions de 1 m, qui sont alors conditionnés pour le stockage et le transport. Ce mode de prélèvement (Figure III-18) est particulièrement adapté à la récupération de fortes épaisseurs de sédiments fins, même s'il a tendance à générer de la déformation en raison du frottement sur les parois. Par contre, en présence de dépôts sableux, non seulement la pénétration du carottier est moindre, mais il arrive fréquemment de plier le tube et de détruire l'échantillon par lessivage (Unterseh, 1999).

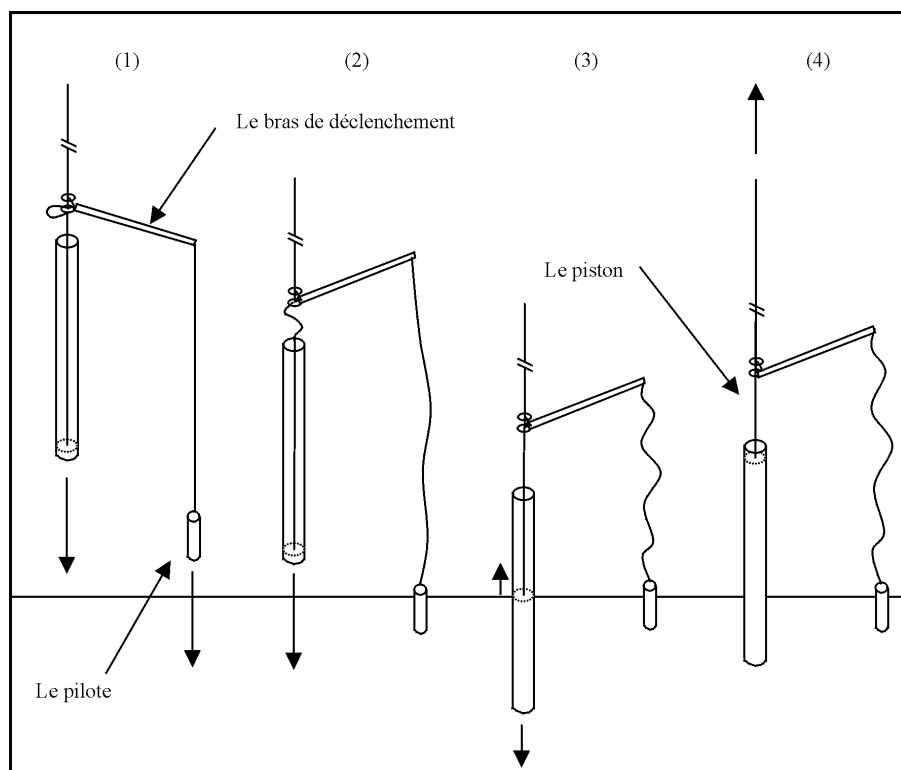


Figure III-18 : Principe du carottage Küllenberg : (1) la descente, (2) le pilote touche le sol, (3) le tube principal s'enfonce, tandis que le piston remonte, (4) le carottier est arraché au sol par le treuil (Unterseh, 1999).

#### III.1.4. Positionnement

Le positionnement de l'ensemble des données acquises par l'IFREMER et utilisées dans ce travail est assuré par le système *Sercel Navigation's NR 10 Differential GPS (Global Positioning System)* qui utilise des stations de référence dont la position est connue avec précision. Les corrections de positionnement sont transmises en temps réel à l'utilisateur en mer. La précision d'un tel système est d'environ 5 m. Le contrôle de la qualité du positionnement a été réalisé par l'intermédiaire du système ADOP (Acquisition des Données Océanographiques du Plateau), système d'acquisition de paramètres multiples développé par IFREMER et GENAVIR, qui fournit en temps réel les informations du GPS et les corrections différentielles. Ce système intégré permet, entre autres, l'acquisition du positionnement du bateau et des engins remorqués, l'acquisition du cap et de la vitesse du bateau, l'acquisition de la bathymétrie monofaisceau du sondeur du navire. Il fournit également une aide à la navigation (affichage de la route proposée et de la route suivie), la synchronisation des différents capteurs utilisés et l'enregistrement et l'édition des données (Berné et al., 1986; Lericolais and Berne, 1990). Nous soulignons ici l'importance de la localisation et du positionnement lors de toute étude marine, afin de situer exactement les profils et les

prélèvements les uns par rapport aux autres, par rapport au fond de la mer et dans un espace géoréférencé. La précision du positionnement conditionne la validité et l'exploitabilité des mesures effectuées en mer. Chaque outil a sa position par rapport au centre de référence établi sur le bateau. Les décalages les plus importants se produisent sur la position des engins remorqués. Il est fondamental de corriger les décalages longitudinaux et verticaux si l'on veut comparer les données apportées par différents outils.

## **III.2. Méthodes**

### **III.2.1. Exploitation des données bathymétriques**

L'exploitation des données bathymétriques passe par la réalisation des cartes (nos documents de travail). La carte, d'après Philippe Rekacewicz (2000), " est une représentation en minuscule d'immenses territoires, et une image tronquée de la réalité, une sorte de mensonge par omission. La représentation symbolique exige le sacrifice d'une partie de l'information : tout ce qui se passe sur des dizaines de kilomètres carrés ne peut tenir sur une petite feuille de papier. Le créateur de la carte fait un choix théoriquement raisonné des éléments qu'il veut représenter. En présence des données, il doit synthétiser, simplifier, renoncer. Sa carte finale est un document filtré ; il a censuré des éléments parfois importants, mais le plus souvent jugés secondaires ou inutiles pour le propos étudié ; il a simplifiée la réalité pour la rendre lisible ; il y a imprimé sa manière de concevoir le monde et sa sensibilité. La carte publiée est avant tout un message complexe et subjectif qu'un auteur offre à ses lecteurs. A nous d'en proposer une lecture lucide et critique ”.

Notre point de départ sont les données filtrées avec lesquelles les cartes vont être tracées à l'aide de deux logiciels : CARAIBES (développé par l'IFREMER) et GMT. Notre point d'arrivée est l'obtention de cartes globales synthétiques, résultats de l'interprétation de ces premières cartes.

Pour arriver au document final, présenté dans le chapitre IV, la zone de travail a été découpée en feuilles à échelle 1/50.000 de manière à tracer sur chacune d'elles le maximum de courbes de niveau (de façon lisible et selon la résolution des données disponibles). Pour chaque feuille, des documents divers ont été réalisés avec des MNT dont le pas de grille est le plus petit possible : (i) des cartes de pentes (ii) des isobathes (25cm pour le plateau et 1m pour la pente) (iii) des bathymétries ombrées avec différents éclairages, facilitant l'interprétation de chaque trait remarquable. A partir de ces documents, une interprétation morphologique a été

réalisée pour aboutir à un document final intégrant les différentes observations partielles et fournissant une vision d'ensemble (carte morphologique présentée dans le chapitre IV).

Cette approche subjective est complétée par la réalisation de coupes bathymétriques perpendiculaires à l'axe des canyons sous-marins (Figure III-19).

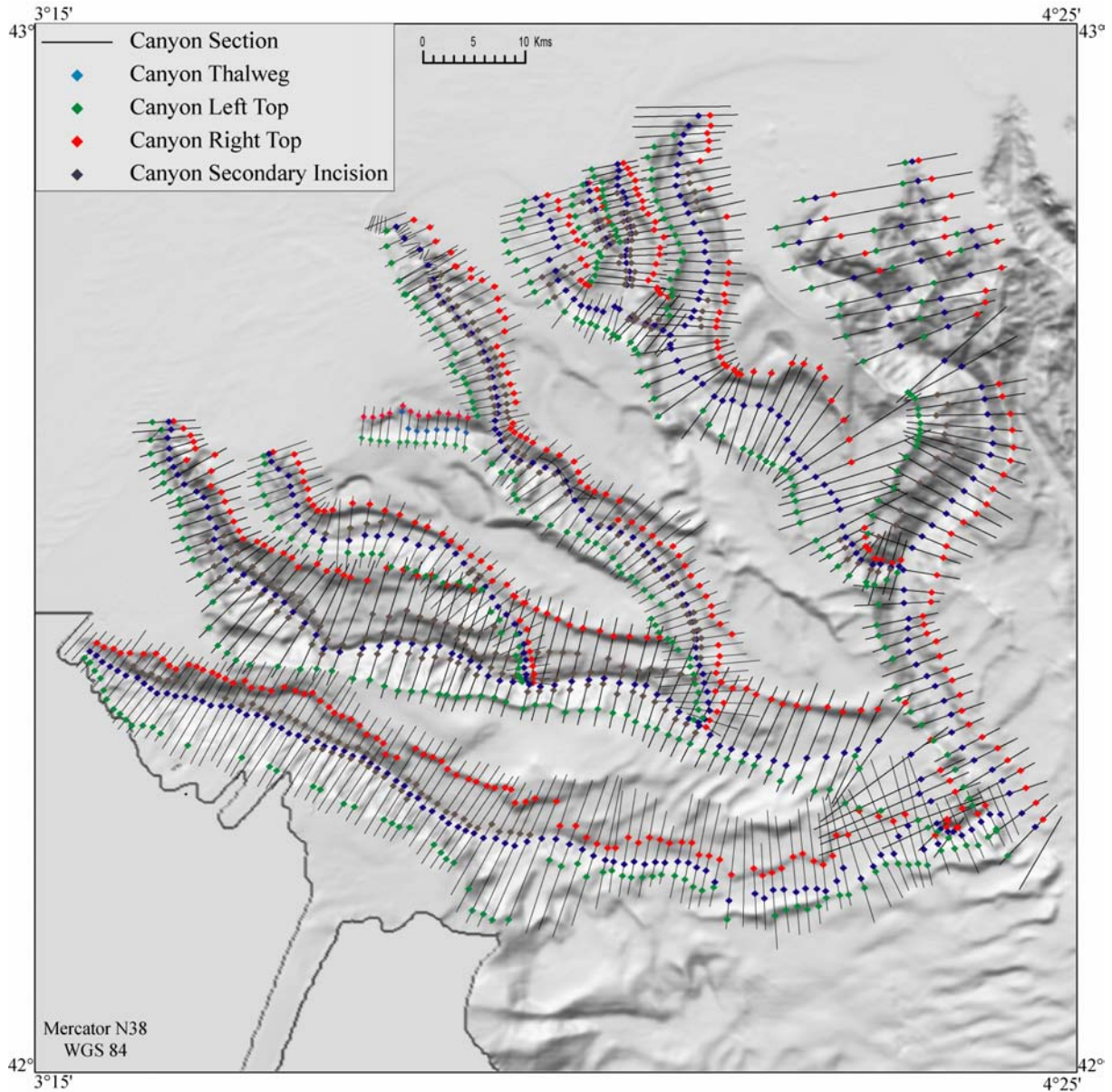


Figure III-19: Carte bathymétrique ombrée de la zone d'étude obtenue avec CARAIBES et localisation des coupes bathymétriques analysées.

Chaque coupe a été numérisée et la profondeur des points intermédiaires a été extraite à l'aide de GMT et d'un MNT de la pente, avec un pas de grille de 50 m. Pour chaque coupe, la bathymétrie et le profil de pente ont été tracés. A partir des deux profils ainsi obtenus, la valeur des paramètres fondamentaux caractérisant les canyons sous-marins dans cette zone a pu être mesurée (Figure III-20).

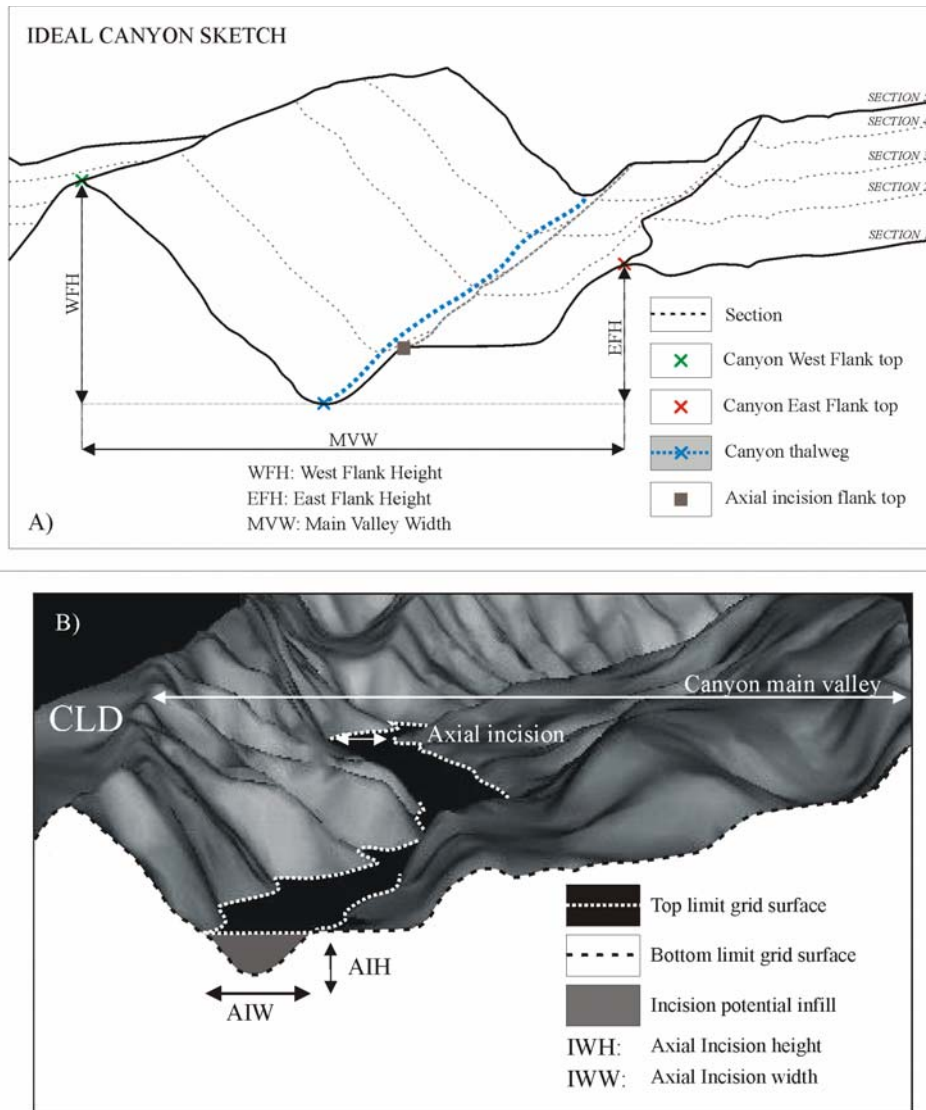


Figure III-20 : Schéma idéal et paramètres fondamentaux mesurés sur les coupes bathymétriques perpendiculaires à l'axe des canyons sous-marins.

A partir de trois paramètres fondamentaux (profondeur du fond, profondeurs des flancs W et E), les paramètres suivants ont été calculés : hauteur du flanc oriental, hauteur du flanc occidental, hauteur moyenne des flancs, largeur de la vallée principale, rapport largeur/hauteur, pente du thalweg, pente longitudinale du flanc oriental, pente longitudinale du flanc occidental, pente transversale du flanc oriental, pente transversale du flanc occidental, longueur de la vallée, longueur du canyon, sinuosité et orientation du thalweg.

Les valeurs obtenues pour ces paramètres (fondamentaux et dérivés) vont nous permettre d'établir les profils longitudinaux du fond et des flancs des canyons. Ceux-ci devraient nous permettre de caractériser et de décrire les canyons sous-marins et de discuter les processus sédimentaires mis en évidence par cette analyse.

### III.2.2. Exploitation des données sismiques

#### III.2.2.1. Données de sondeur de sédiment

La réponse enregistrée par le sondeur, appelée échofaciès, peut être reliée à une séquence lithologique en fonction de ses caractéristiques et de classifications telles que celles de Damuth et Hayes (1977) ou de Laine (1986) (Figure III-21). Classiquement, les dépôts de sédiments fins présentent un échofaciès stratifié et une forte pénétration du signal, tandis que les dépôts sableux sont caractérisés par une pénétration relativement faible du signal et par la présence, ou l'absence, de quelques réflecteurs marqués.

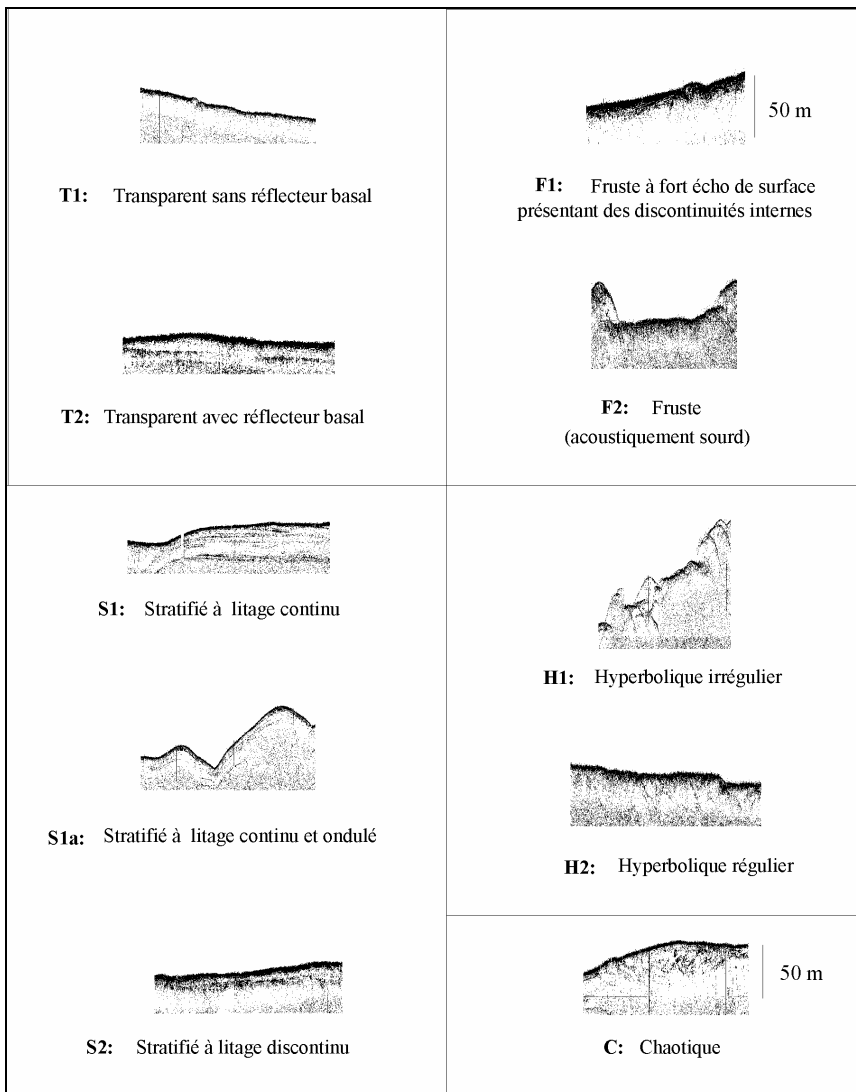


Figure III-21 : Description des différents échofaciès identifiés sur les enregistrements du sondeur de sédiments 3,5 kHz sur la marge du golfe du Lion (campagne CALMAR-97) (d'après Kergoat, 1998) selon la classification des échofaciès de Laine (1986).

### III.2.2.2. Sparker et multitrace

Les données sismiques disponibles (sparker et multitrace) ont été interprétées selon les principes généraux de la **stratigraphie sismique**, de sa conséquence évolutive : la **stratigraphie séquentielle** et de l'adaptation de ces concepts aux observations de terrain et de forages avec l'intégration à un modèle quantifié à haute résolution : la **stratigraphie génétique**.

#### III.2.2.2.1. La stratigraphie sismique

La stratigraphie sismique est fondée sur l'interprétation des réflexions sismiques. Dans notre travail, on considère que les réflexions sismiques correspondent soit à des surfaces de stratification soit à des discordances (Vail and Mitchum, 1977). Dans le mémoire 26 de l'AAPG, Mitchum et Vail présentent les trois étapes principales des études de stratigraphie sismique (Mitchum and Vail, 1977c) : (i) Reconnaissance et corrélation des **séquences sismiques** (ii) **Analyse, cartographie et interprétation des faciès sismiques** (iii) Établissement d'une charte chronostratigraphique, d'une courbe d'*onlap* côtier et d'une courbe de variation du niveau relatif de la mer.

(i) La **séquence sismique** est une succession de réflexions concordantes et génétiquement liées (Mitchum *et al.*, 1977a), limitée à la base et au sommet par des discordances. Les surfaces de discordance sont corrélées régionalement sur l'ensemble des profils. Chaque séquence sismique corrélée dans l'ensemble d'un bassin correspond à une **séquence de dépôt** (c'est un volume de sédiment encadré par deux limites de séquences). Pour les limites supérieures des séquences de dépôt, Mitchum *et al.* distinguent : les tronçatures d'érosion et les biseaux sommitaux (*Toplap*) que latéralement peuvent passer à des réflexions concordantes. Pour les limites inférieures, ils distinguent : les biseaux d'aggradation (*onlap*) et les biseaux de progradation (*downlap*) que latéralement peuvent passer à des réflexions concordantes Figure III-22).

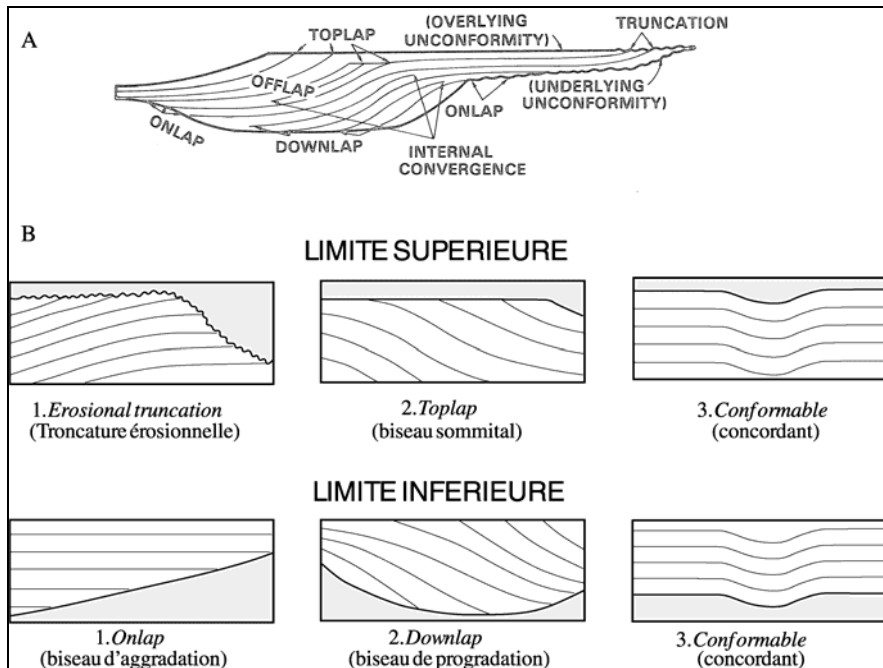


Figure III-22 : A : Terminaisons des réflexions sur une séquence de dépôts idéalisée (d'après Mitchum et al., 1977b) B : Relations entre les réflexions sismiques et les limites supérieure et inférieure de la séquence (d'après Mitchum, 1977a, redessiné par Torres, 1995).

(ii) **Analyse, cartographie, interprétation des faciès sismiques.** Une fois les séquences reconnues, elles sont analysées en terme de faciès sismiques. Chaque séquence de dépôt est constituée de plusieurs unités de faciès sismique. Une unité de faciès sismique est composée d'un groupe de réflexions sismiques dont les paramètres diffèrent de ceux des unités de faciès adjacentes (Mitchum et al., 1977b). L'analyse des faciès sismique est une description qualitative qui dépend de la source sismique et des méthodes d'acquisition employées et en particulier de son traitement. Un faciès sismique est l'ensemble des caractéristiques géophysiques (amplitude, fréquence, continuité, vitesse d'intervalle, forme externe et configuration interne des unités de faciès et énergie) à l'intérieur d'une séquence. L'information disponible sert (idéalement) à faire une interprétation en terme d'environnement de dépôt. L'analyse des faciès sismiques consiste à décrire et à proposer une interprétation géologique de ces faciès en termes de paléobathymétrie, énergie de dépôt, milieu de dépôt et lithologie.

(iii) La dernière étape consiste à établir une **charte chrono-stratigraphique**, une courbe d'aggradation côtière et une courbe de variation du niveau relatif de la mer. Les chartes chrono-stratigraphiques ont pour but de montrer l'organisation dans le temps et dans l'espace des systèmes de dépôts et leur relation avec les surfaces de non-dépôt, d'accumulation et d'érosion. La construction d'une charte chrono-stratigraphique revient à réaliser une



conversion des réflexions sur un graphique où l'axe horizontal représente l'espace et l'axe vertical l'âge des sédiments (Wheeler, 1958). Les informations nécessaires pour construire une telle charte sont : (i) l'âge et la durée des séquences de dépôt (relatif ou absolu) et (ii) la distribution spatiale des ces séquences (Figure III-23).

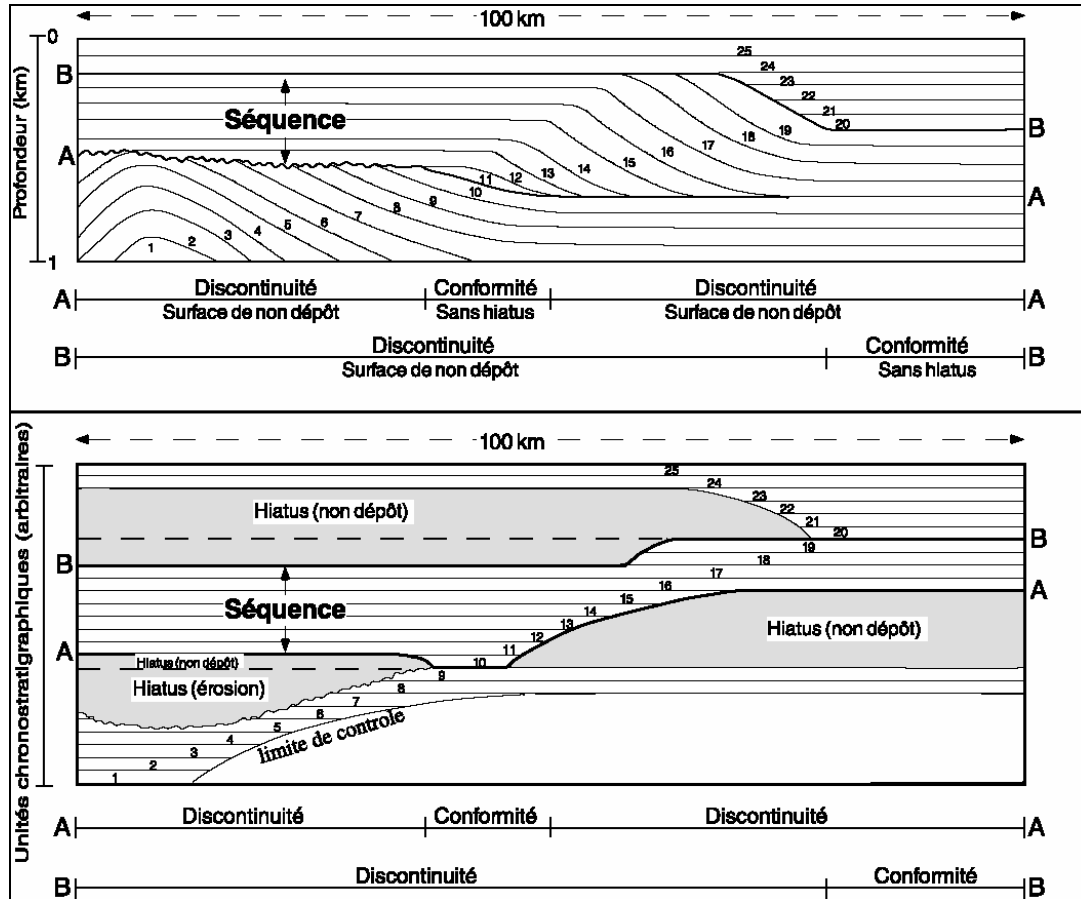


Figure III-23 : Coupe stratigraphique schématisée d'une séquence de dépôts. Les limites de la séquence sont définies par les surfaces A et B, lesquelles passent latéralement de surfaces de discontinuité, avec troncature des strates sous-jacentes, à des surfaces conformes. Les relations stratigraphiques montrées en haut, sont ici reportées comme coupe chronostratigraphique à l'échelle de temps arbitraire (shema du bas). (d'après Mitchum et al., 1977b, redessiné par Torres, 1995).

Les **courbes d'aggradation côtière**, construites à partir de l'interprétation des profils sismiques étaient conçues originellement dans le but de réaliser une courbe régionale de variation (montée-descente) du niveau marin relatif. Elles constituent une restriction des chartes chrono-stratigraphiques puisqu'elles représentent l'évolution, au cours du temps, de la partie la plus proximale des dépôts de *Topsets*. Par la systématisation de leur élaboration et par le fait de reconnaître le même signal à l'échelle globale, les auteurs en ont déduit des courbes **eustatiques globales**. Dans la pratique, la construction locale d'une telle courbe est souvent difficile, parce que l'information est partielle, parce que les *Topsets* ont été érodés par exemple, ou parce que la limite entre la plaine alluviale et le littoral n'est pas discernable.

Selon les géologues pétroliers d'*Exxon*, la construction d'une telle courbe, même plus ou moins qualitative, permet une comparaison aux chartes globales, une identification des mouvements régionaux et une prédiction (prudente) des âges et des caractéristiques des milieux de dépôts dans les zones non forcées en utilisant les modèles de stratigraphie séquentielle (Rabineau, 2001).

#### III.2.2.2.2. La stratigraphie séquentielle

L'évolution du modèle de la stratigraphie sismique aboutit au modèle conceptuel de dépôt séquentiel : la stratigraphie séquentielle. Les modèles de stratigraphie séquentielle cherchent à expliquer le mode de formation des séquences de dépôt et les géométries qui en résultent. Ils correspondent à une évolution du modèle de stratigraphie sismique de Mitchum (Mitchum *et al.*, 1977b). Le modèle conceptuel de la stratigraphie séquentiel repose sur plusieurs hypothèses: (i) une physiographie de marge passive classique, constituée d'une plate-forme continentale, d'une pente entaillée par des canyons sous-marins et d'un bassin profond ; (ii) une subsidence différentielle dans l'espace qui augmente en direction du bassin ; (iii) une subsidence constante au cours du temps en chaque point ; (iv) un apport de sédiments constant au cours du temps ; (v) des variations eustatiques caractérisées par une (ou des) fonction(s) sinusoïdale(s) ; (vi) un certain nombre de postulats (choix des facteurs de contrôle, modèle supposé valable à toute échelle de temps et d'espace par exemple).

La stratigraphie séquentielle a permis de bâtir un cadre de réflexion nouveau intégrant le temps et l'espace et de resituer les séries sédimentaires dans un cadre plus global. En établissant :

**-Un cadre chronostratigraphique.** L'application de la stratigraphie séquentielle, par combinaison des enregistrements sismiques et des données de sondage, sur les marges continentales fossiles ou actuelles (Cross and Lessenger, 1988 ; Payton, 1977 ; Posamentier *et al.*, 1988a ; Posamentier and Vail, 1988b ; Posamentier and Allen, 1993 ; Vail *et al.*, 1987 ; Van Wagoner *et al.*, 1990 par exemple) a permis une approche globale des processus sédimentaires permettant de réaliser des progrès importants dans la compréhension des géométries et des mécanismes de mise en place des séquences de dépôt dans un cadre chronostratigraphique. En particulier, elle a montré que chaque cortège de dépôt possède une structure interne qui est fonction de sa position dans le profil de dépôt côte-bassin, que cette position est variable au cours du temps et qu'elle induit des migrations latérales de dépôt centre en relation avec les variations du niveau marin relatif, ou l'accommodation.

-**Un système complet.** Les migrations de dépôt centres montrent qu'il n'y a pas d'endroit où la sédimentation soit continue, ni dans l'espace, ni dans le temps. L'établissement d'une échelle stratigraphique complète et la reconstitution de l'histoire géologique complète ne peuvent s'élaborer qu'à partir d'un va et vient incessant du bassin à la plate-forme et au continent (et vice-versa). En d'autres termes, la compréhension des phénomènes, des processus sédimentaires impose l'étude complète du système sédimentaire du continent jusqu'aux domaines profonds et son intégration dans un cadre temporel élargi.

-**Un cadre intégrateur.** Les exigences de la stratigraphie séquentielle imposent une intégration de données, d'échelles et de spécialités différentes. D'une part, le remplissage sédimentaire est décrit grâce à la stratigraphie sismique, la sédimentologie de faciès, la paléontologie, les études diagraphiques et géochimiques (diagenèse), les études régionales et les études tectoniques ; d'autre part l'accès au temps, paramètre commun à toutes les spécialités, est estimé (avec une précision variable) par la biostratigraphie, la magnétostratigraphie, la stratigraphie isotopique, la palynologie, la géochronologie (c'est l'ensemble des méthodes permettant d'assigner un âge aux roches et aux minéraux, en particulier les méthodes radiométriques donnant un âge absolu (CFS, 1997)).

-**Des prédictions.** Les concepts de la stratigraphie séquentielle sont actuellement utilisés de manière généralisée, surtout dans le domaine de la géologie pétrolière. En effet, l'analyse de la géométrie des systèmes sédimentaires permet de déterminer, dans l'espace, la position des environnements de dépôt à un instant donné. La reconnaissance d'un cortège de dépôt permet de prédire les cortèges adjacents (d'après le modèle théorique). De plus, la connaissance des tendances évolutives (dans le temps) des environnements en un lieu donné (tendance à l'agradation, rétrogradation ou progradation) permet de **prédire** (grâce au modèle théorique) la nature, la distribution et la géométrie des corps réservoirs potentiels et des couvertures dans les autres parties du bassin.

#### **III.2.2.2.1. Accommodation et flux sédimentaire**

Le terme **accommodation** a été défini par Jervy (1988) ; il n'est en fait en milieu marin que le synonyme de niveau marin relatif ou d'espace total disponible (rempli ou non) (Vail *et al.*, 1987). La notion d'accommodation a été étendue en domaine continental où le niveau de la mer est remplacé par le niveau de base correspondant à la surface d'équilibre entre érosion et sédimentation. L'accommodation représente donc l'espace total ouvert à la sédimentation dans le bassin ; c'est l'espace compris entre le substratum et le niveau réel de la mer, soit la somme de l'espace créé par la subsidence et par l'eustatisme. Cet espace disponible au sein du

bassin va ensuite être comblé, complètement ou en partie, par le flux sédimentaire qui générera les séquences de dépôt.

Au total, la majorité des auteurs (Vail *et al.*, 1987; Jervey, 1988 ; Posamentier *et al.*, 1988a; Posamentier and Vail, 1988b; Guillocheau, 1990; Lafont, 1994; Guillocheau, 1995...) reconnaît trois facteurs, variables dans le temps, qui contrôlent directement la création, l'expression et l'organisation des séquences de dépôt (Figure III-24) :

- 1- l'eustatisme (variations absolues du niveau marin) ;
- 2- les mouvements du substratum (subsidence au sens large et compaction) ;
- 3- le flux sédimentaire.

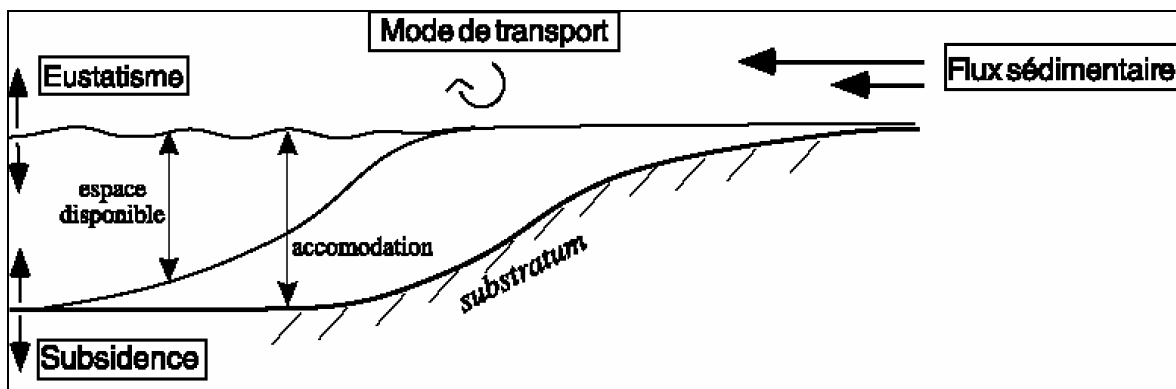


Figure III-24 : Facteurs, variables dans le temps, qui contrôlent directement la création, l'expression et l'organisation des séquences de dépôt (d'après Rabineau, 2001).

#### III.2.2.2.2. Vitesses de variation et répartition différentielle des dépôts

Les auteurs s'attachent ensuite à décrire l'organisation des dépôts au cours d'un cycle de variation du niveau marin relatif (chute et montée).

Vail et ses collaborateurs estiment que, plus que la valeur absolue de ces paramètres, c'est la **vitesse de variation** qui intervient (on parle aussi de potentiel d'accommodation ou de potentiel de création d'espace disponible) (Cross and Lessenger, 1988) : il s'agit de la variation de l'accommodation par unité de temps (ou quantité d'espace créé ou supprimé) ; c'est la dérivée de la courbe du niveau marin relatif, soit la vitesse de variation du niveau marin relatif des phénomènes qui est déterminante (Figure III-25). En se plaçant dans un cas simple avec taux de subsidence et taux d'apport constants, les sédiments vont avoir tendance à remplir l'espace disponible en se répartissant plutôt vers le bassin, pendant les phases de chute du niveau marin et plutôt vers la plate-forme pendant les phases de remontée. Les sédiments s'organisent ainsi en cortèges sédimentaires (*systems tracts* de Brown and Fisher, 1977) correspondant à différentes portions de la courbe de variation du niveau relatif de la mer.



C'est avec le développement de ce modèle "cyclique-théorique" que le concept de séquence sismique a évolué. Vail, et la majorité de la communauté scientifique, entendent actuellement par **séquence de dépôt-88** l'ensemble des sédiments déposés lors d'un **cycle complet de variation du niveau relatif** de la mer (Posamentier and Vail, 1988b). La séquence n'est plus limitée par des discordances s.l. mais par des discordances d'érosion (aériennes ou subaquatiques) associées au points d'inflexion de chute du niveau marin relatif (elles représentent donc les limites de séquences). Cette séquence-cyclique globale-88 est subdivisée en une succession de cortèges de dépôts (en fait la séquence sismique-77 ou séquence de dépôt-77 correspondrait donc aux cortèges de dépôts, alors que la séquence-sismique-88 englobe les différents cortèges de dépôts correspondant à un cycle de variation du niveau marin relatif).

Posamentier (Posamentier *et al.*, 1988a; Posamentier and Vail, 1988b) et Vail (Vail *et al.*, 1991) distinguent dans leur modèle conceptuel deux grands types de séquences en fonction du type (1 ou 2) de la discordance d'érosion.

La formation d'une discordance d'érosion de type 1 ou 2 pendant une baisse du niveau marin relatif dépend de la relation existant entre la vitesse de changement eustatique ( $V_{eust}$ ) et la vitesse de subsidence ( $V_{sub}$ ) sur le rebord de la plate-forme.

- La séquence de type 1 ( $V_{eust} > V_{sub}$ ), où le niveau marin relatif chute au-delà du rebord de plate-forme, est constituée de 3 cortèges sédimentaires différents : le cortège sédimentaire de bas niveau à la base, le cortège transgressif et le cortège de haut niveau au sommet. La discontinuité de type 1 est associée à un rajeunissement du cours des fleuves, une érosion et un *by-pass* sur la plate-forme et un déplacement abrupt des faciès de dépôt et des biseaux d'agradation côtiers (*coastal onlap*) vers le bassin.

- La séquence de type 2 ( $V_{eust} < V_{sub}$ ) où le niveau marin relatif chute mais reste localisé sur la plate-forme, est constituée de 3 cortèges sédimentaires différents : le cortège sédimentaire de bordure de plate-forme, le cortège transgressif et le cortège de haut niveau au sommet. La discontinuité de type 2 est plus subtile et n'est pas caractérisée par un rajeunissement du cours des fleuves. Cette discontinuité est associée à une érosion lente mais étendue et à un déplacement vers le bassin des faciès de dépôt et des biseaux d'agradation côtiers.

**III.2.2.2.3. La stratigraphie génétique**

C'est une adaptation des concepts de la stratigraphie séquentielle aux observations de terrain et de forages et leur intégration à un modèle quantifié à haute résolution. Son but est de reconstituer les géométries sédimentaires en détail dans un cadre chrono-stratigraphique rigoureux. Plusieurs modèles sont proposés :

**III.2.2.2.3.1. Le modèle conceptuel de Séquences Génétiques [(Galloway, 1989)]**

Les cortèges sédimentaires présentés dans le point précédent sont constitués, à plus petite échelle, de **séquences élémentaires** dénommées paraséquences (Van Wagoner *et al.*, 1988), épisode de dépôt simple (*simple depositional episodes*) (Galloway, 1989), séquences haute résolution (Homewood *et al.*, 1992) ou séquences (ou unités) génétiques (Cross and Lessenger, 1988; Guillocheau, 1991; Guillocheau *et al.*, 1989). Elles ont été identifiées sur carottes ou sur les affleurements et dans tous les types d'environnements sédimentaires. Leur épaisseur est de l'ordre de 1 à 10 mètres. Elles sont unanimement reconnues à l'heure actuelle.

Les études sur affleurements ont montré que les paraséquences, ou unités génétiques, pouvaient résulter de variations de l'accommodation ou du niveau marin relatif. Les unités génétiques sont interprétées comme ayant été déposées pendant un cycle de variation du niveau marin relatif de durée comprise entre 20 et 400ka (Guillocheau, 1995). Plusieurs modèles ont été proposés pour décrire la réponse stratigraphique d'un profil de dépôt simple (plaine côtière-plage-littoral (*shoreface*) -marin) à un cycle de variation du niveau marin relatif (Figure III-27).

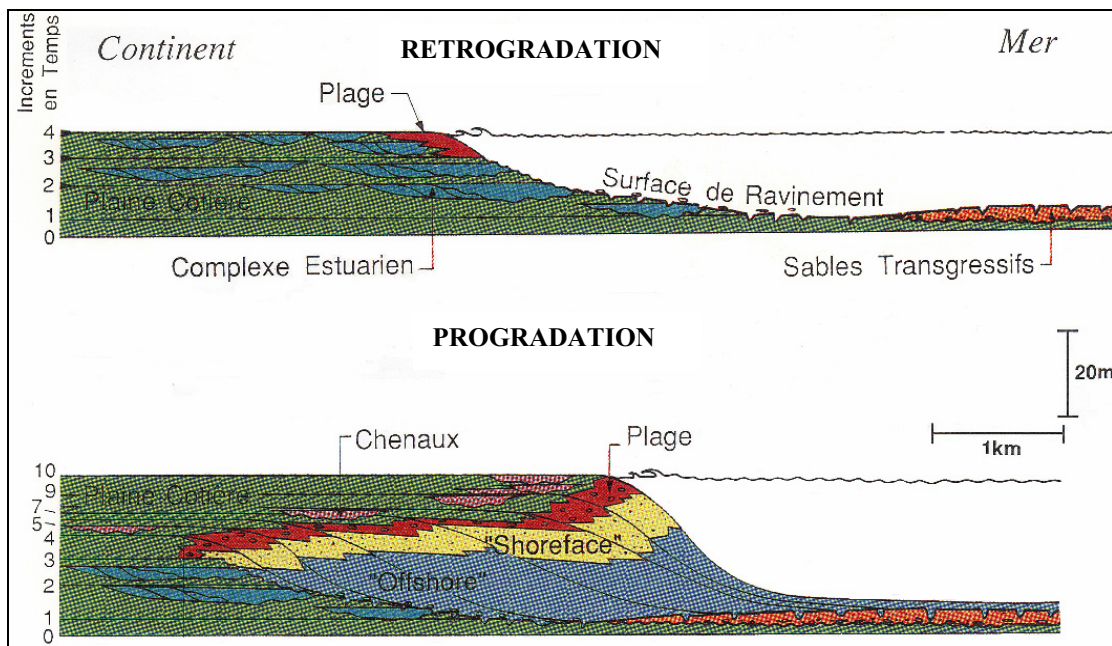


Figure III-27 : Architecture 2D d'une unité génétique le long d'un profil de dépôt s'étendant du domaine marin dominé par les vagues à la plaine côtière (Homewood *et al.*, 1992).

Ce modèle conceptuel de formation des séquences génétiques considère que les **dépôts marins et continentaux sont préservés de manière différente** si la ligne de rivage rétrograde (se déplace vers la terre, transgression) ou prograde (déplacement vers la mer, régression). Les environnements continentaux sont préservés durant les phases de rétrogradation ; les faciès marins correspondent alors à des niveaux condensés ; le littoral est réduit à une surface d'érosion : la surface de ravinement (Cross and Lessenger, 1988; Guillocheau, 1995; Homewood *et al.*, 1992...). Au contraire les environnements marins sont préservés pendant les phases de progradation, les faciès continentaux sont réduits et correspondent soit à un transit sédimentaire (*bypass*) soit à une érosion. En conséquence de quoi, les géométries et les types de faciès sont très différents en phase de chute et de montée. Einsele (1991) développe aussi cette idée d'asymétrie des cycles en fonction de la localisation au sein du bassin en liaison avec la combinaison des effets de la subsidence, des apports, de l'érosion sous-marine et du *bypass* des sédiments (Figure III-28 et Figure III-29).

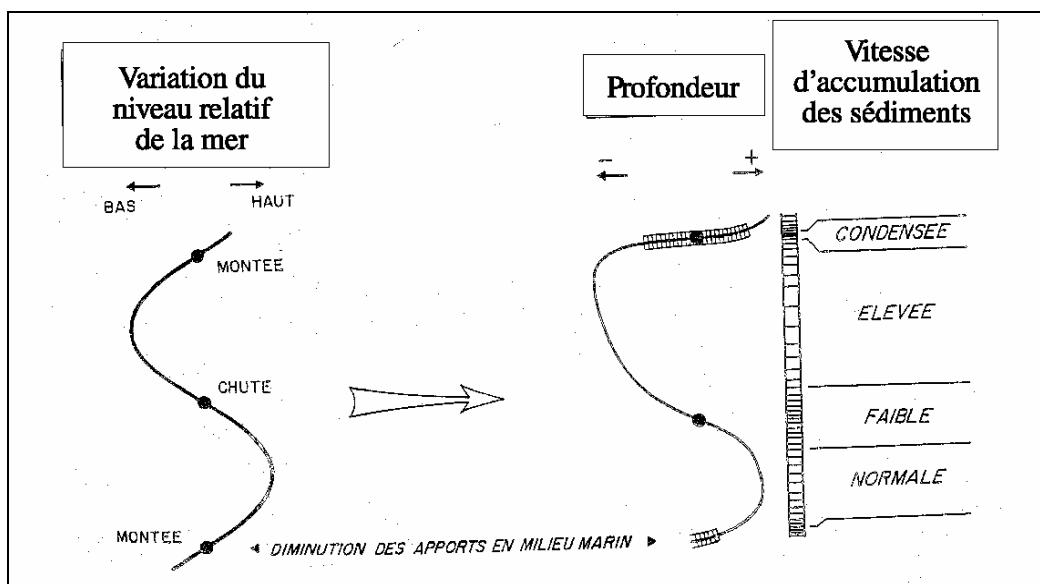


Figure III-28 : Réponse stratigraphique en milieu marin à une variation cyclique périodique du niveau relatif de la mer : modèle 1D de Cross (1988) (Guillocheau, 1991).



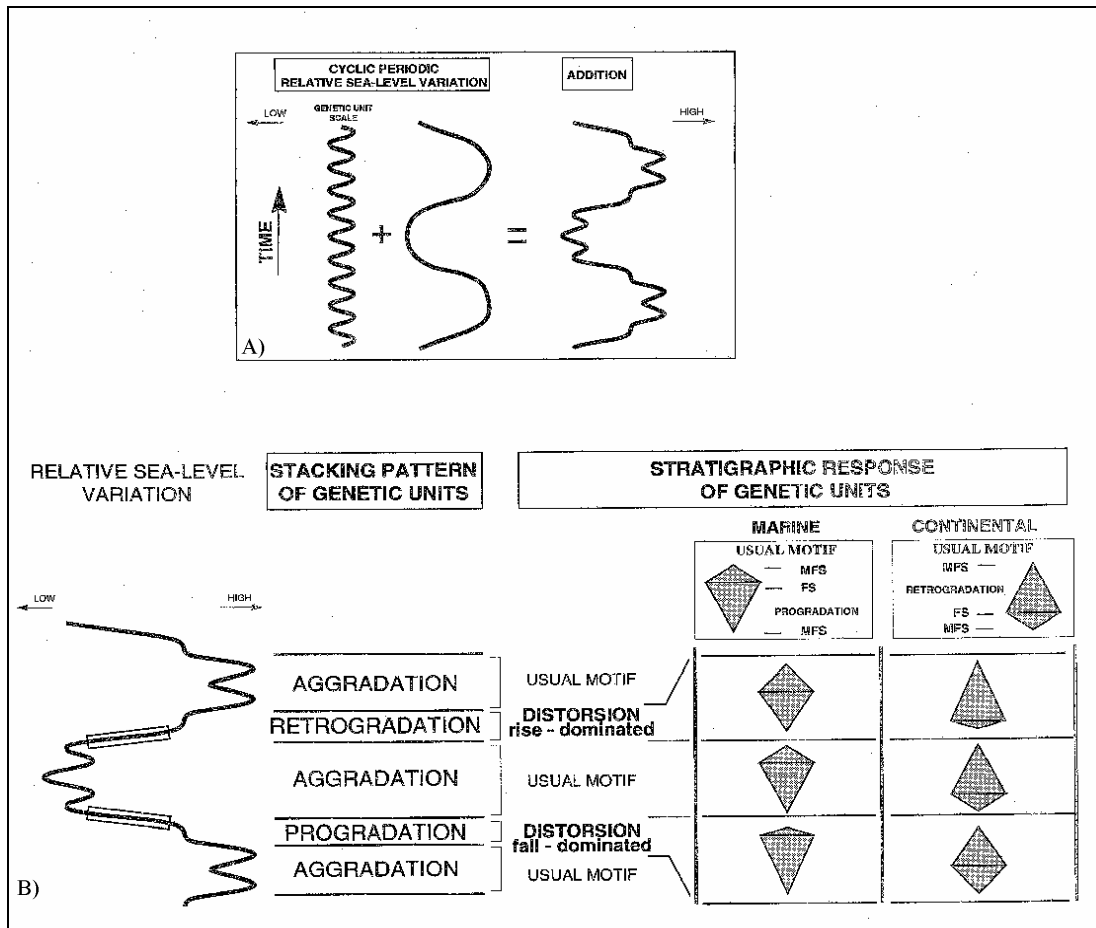


Figure III-29 : Distorsion de l'expression stratigraphique de séquences par addition de deux ordres de variations cycliques, périodiques du niveau relatif de la mer (modifié de Guillocheau, 1991). a) addition de deux ordres de variations cycliques, périodiques du niveau relatif de la mer, b) distorsion de l'expression stratigraphique d'unités génétiques en environnements marins et continentaux (Guillocheau, 1995).

D'après ces modèles, l'expression d'une unité génétique est dominée par sa phase de progradation en domaine marin, par sa phase de rétrogradation en domaine continental, même si le signal de variation d'accommodation est symétrique (Figure III-28).

La superposition de plusieurs ordres de cyclicités du niveau marin relatif va induire un agencement vertical particulier. L'analyse des successions verticales d'unités génétiques permet de souligner les tendances évolutives, soit vers un pôle marin soit vers un pôle continental des unités. Trois types d'empilement sont identifiés:

- (i) Évolution des unités vers un pôle de plus en plus continental : cet empilement traduit une migration du littoral des unités génétiques successives vers la mer (*seaward stepping* ou *progradational parasequence set*) : les unités génétiques progradent (Cross and Lessenger, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988 ; Homewood *et al.*, 1992).

- (ii) Évolution vers un pôle de plus en plus marin lié à une migration des littoraux des unités génétiques successives vers le continent (*landward stepping* ou *retrogradational parasequence set*).
- (iii) Pas d'évolution latérale des milieux de sédimentation : empilement vertical des unités : agradation (*vertical stacking*). La superposition de plusieurs ordres de variations du niveau marin relatif induit, en outre, une modification du signal à plus haute fréquence (Cross and Lessenger, 1988). Ainsi la surimposition d'une phase de montée d'un signal basse fréquence sur un signal périodique haute fréquence (et symétrique) implique une **distorsion du signal** haute fréquence originel telle que la phase de montée haute fréquence est favorisée. Inversement, la phase de chute d'un signal basse fréquence entraîne une accentuation de la phase de chute des séquences hautes fréquences (Figure III-29).

Galloway (Galloway, 1989) propose en outre que les superpositions de cycles modifient non seulement l'empilement et la géométrie des unités génétiques mais aussi le type de faciès formé et préservé. Par exemple, pendant les phases de progradation générale, Galloway prédit la mise en place d'un système deltaïque dominé par l'énergie fluviale (les zones interdistributaires étant constituées de *shoreface*) et d'une plus grande influence marine pendant les phases de rétrogradation générale (delta dominé par les houles, zone interdistributaire avec barrières et lagunes). Cette notion de distribution ordonnée de faciès a été démontrée dans de nombreux travaux (Gardner, 1992 ; Cross, 1993 ; Eschard, 1993 *in Lafont, 1994*).

Le modèle de stratigraphie génétique repose enfin sur un certain nombre d'hypothèses, en particulier :

- des contrastes de géométries de dépôt entre chute et montée
- un apport en sédiment constant au cours du temps
- des processus de sédimentation continus
- une préservation des séquences élémentaires.

Pour aborder le problème de la variabilité des apports, les auteurs proposent un raisonnement en “ Rapport A/S ” où A représente l'accommodation créée et S la quantité de sédiments apportée dans le même laps de temps.

si  $A/S > 1$  on a rétrogradation

si  $A/S = 1$  on a agradation pure

si  $0 < A/S < 1$  on a pro-gradation

si  $A/S = 0$  on a progradation pure

si  $A/S < 0$  on a régression forcée (*downward shift*)

Ce dernier ( $A/S < 0$ ) signifie que l'accumulation diminue. C'est le concept de régression forcée.

**III.2.2.2.3.2. Le modèle de régression forcée : Plint, 1988, Posamentier, 1992.**

Le concept de régression forcée est né de l'observation (en affleurement, puis sur carottes et diagraphies) de barres de *shoreface* à base franche reposant par l'intermédiaire d'une surface d'érosion sur des argiles plus profondes. Heward (1981), in (Plint, 1988) suggère que leur formation s'effectue lors d'une chute de niveau marin. McCrory & Walker, (1986) puis Rosenthal & Walker (1987), in (Plint, 1988) décrivent de tels *shorefaces* sur des affleurements et les interprètent comme le résultat d'une progradation très rapide en réponse à une chute du niveau marin. Le modèle de Plint (Plint, 1988, Plint, 1991) est un peu plus élaboré et montre que la réponse stratigraphique à une chute du niveau marin relatif en domaine littoral se marque par une migration *per descendum* (*downward shift*) de la ligne de rivage vers la mer (cela avait aussi été illustré par Weller, 1960), et que la **progradation du *shoreface* et l'érosion** de la plate-forme sont **simultanées** et conduisent à la formation de “*shorefaces* à base franche” (*sharp-based shorefaces*) (Figure III-30).

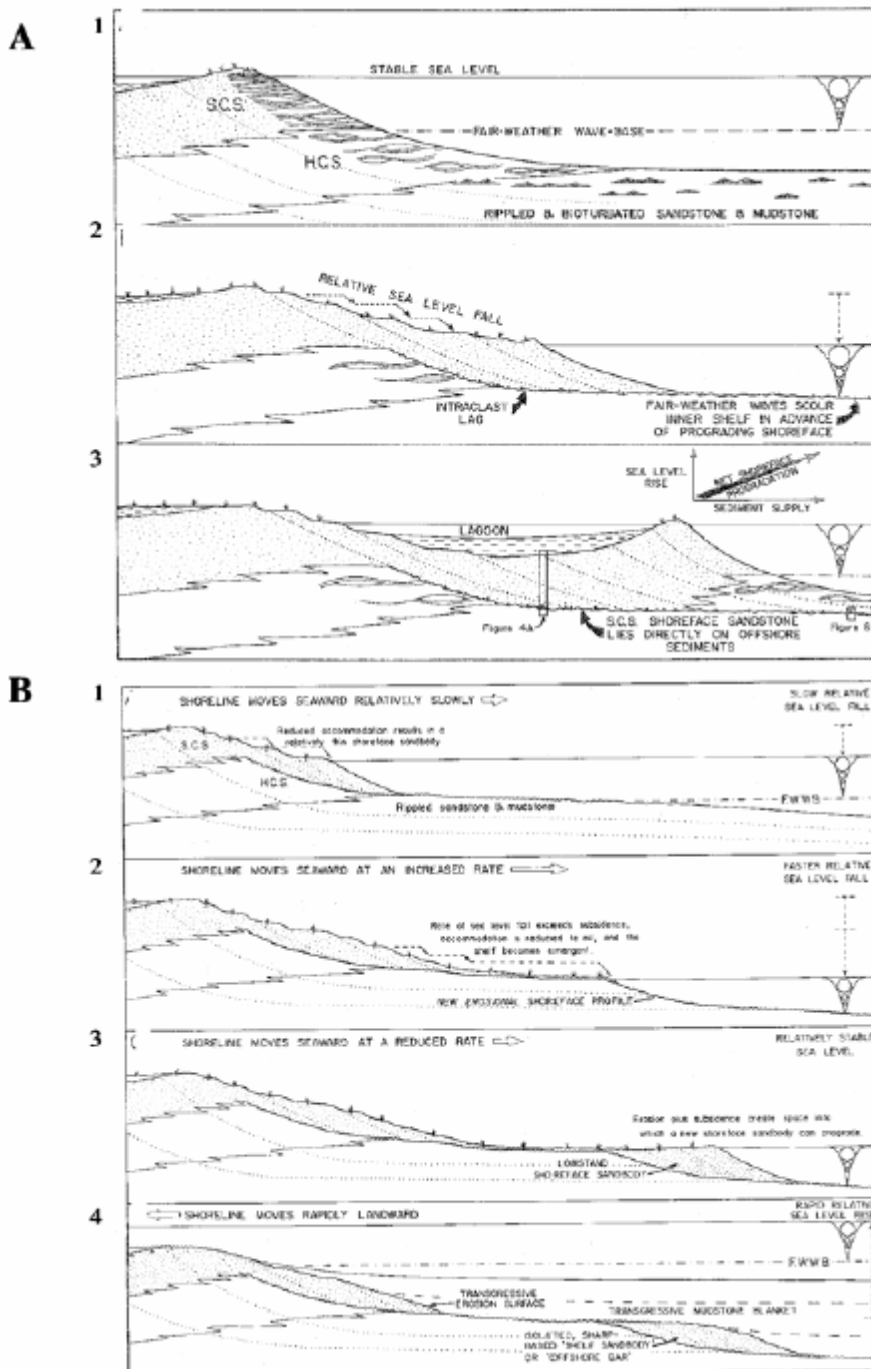


Figure III-30 : A : Schéma illustrant la réponse d'un " shoreface " à une chute du niveau marin relatif et sa remontée ultérieure. SCS : "Swaley cross stratification"; HCS : "Hummocky cross stratification" (Plint, 1988). B : Séquence possible d'événements à l'origine des corps sableux linéaires à base francheérosive des argiles. B-1. correspond à A-2; B-2. La faible pente de la plate-forme induit des mouvements rapides et importants de la ligne de rivage en réponse à la chute du niveau marin. Quand la ligne de rivage se stabilise, les vagues érodent des dépôts de plate-forme sous-jacents ("erosional shoreface profile"). B-3. L'érosion a créé assez d'espace pour permettre à un "sharp-based shoreface" de prograder. B-4. La remontée du niveau marin relatif induit une troncature d'érosion du "shoreface" et des dépôts en amont (plaine côtière), supprimant toute trace de condition subaérienne. Une fine couche graveleuse se dépose au-dessus de la surface de transgression. Avec l'approfondissement, des argiles de plate-forme recouvrent les dépôts de "shoreface" (Plint, 1988) d'après (Rabineau, 2001).

La perte d'accommodation amène ainsi des dépôts littoraux (*shoreface*, en général sableux) à reposer directement et abruptement sur des dépôts marins néritiques (*offshore*, en général argileux) par l'intermédiaire d'une surface d'érosion sous-marine générée par les vagues. Le *shoreface* préservé correspond principalement au dépôt pendant le plus bas niveau marin. Plus la chute est rapide, plus la progradation de la ligne de rivage est rapide (c'est la combinaison de la diminution de l'accommodation et de l'augmentation des apports liée, au moins, à la “cannibalisation” des dépôts précédemment déposés qui génère des vitesses de progradation importantes) et moins les dépôts littoraux préservés sont épais. Lors de la phase de remontée, il y aurait aggradation du *shoreface* supérieur et formation et préservation d'un faciès de lagune. Dans le cas d'une chute de grande ampleur, il y aurait une migration *per descendum* très marquée de la ligne de rivage et donc un littoral de “bas niveau” en contrebas du littoral de “haut niveau”. Lors de la remontée du niveau relatif de la mer, l'abrasion par les houles pourrait complètement déconnecter les deux prismes littoraux et laisser un littoral inclus dans des argiles marines.

Les mécanismes invoqués (combinaison de la baisse du niveau marin et de l'effet érosif des vagues) permettent d'expliquer la localisation et les caractéristiques des nombreux corps sableux longitudinaux préservés dans les roches sédimentaires, et formant parfois des réservoirs pétroliers (compilation de Plint (1988) et de Posamentier (1992)) :

- une limite basale représentée par une surface d'érosion d'extension régionale et de forme sigmoïde avec des reliefs atteignant 40m,
- une géométrie linéaire et une extension latérale importante, d'une largeur cependant limitée à 12 km (*in* Posamentier *et al.*, 1992)
- une lithologie sableuse, en général grossière voire conglomératique, et fréquemment :
- des dépôts transgressifs en *onlap* sur la partie distale des barres de *shoreface* ,
- des vallées incisées qui ne sont pas toujours préservées.

Ce modèle a été repris et développé par de nombreux auteurs. Il permet de réinterpréter certaines “barres d'*offshore*” ou sables de plate-forme moyenne en terme de barre littorale déposée lors d'une “régression forcée” (Hunt and Tucker, 1992 ; Posamentier *et al.*, 1992 ...). La “régression forcée” de Posamentier *et al.*, 1992, englobe toute diminution du niveau marin relatif au niveau de la ligne de rivage ; elle est donc indépendante des apports sédimentaires, quels qu'ils soient : la ligne de rivage prograde vers le large et vers le bas.

En terme d'identification de surfaces-clefs de la stratigraphie séquentielle, Hunt & Tucker (1992) proposent un modèle similaire avec un cortège de dépôts de régression forcée, mais placent les limites de séquences un peu différemment :

- dans la partie amont des dépôts de *shoreface* de bas niveau, la discordance de chute est souvent confondue avec la surface de ravinement qui se développe ultérieurement (Plint *et al.*, 1986 in Posamentier *et al.*, 1992) ;

- dans la partie distale des dépôts de *shoreface*, la discordance de chute est localisée sous le *shoreface*, la surface de transgression ainsi que la surface de ravinement sont au-dessus du *shoreface*.

### III.2.2.2.3.3. Le modèle de trajectoire de la ligne de rivage : Helland-Hansen, 1996.

Helland-Hansen et Martinsen (1996) se sont attachés à décrire, hiérarchiser, et interpréter la migration de la ligne de rivage (vers la mer, vers le continent, vers le haut, vers le bas) à partir des coupes 2D réalisées dans le sens de la pente de dépôt. Ils résument ces mouvements sur un cercle où les mouvements vers le haut sont positifs entre 0 et +180° (sens trigonométrique), les mouvements vers le bas sont négatifs entre 0 à -180° (sens horaire) ; les mouvements vers la mer se situant théoriquement entre -90 et +90° (sens trigonométrique), les mouvements vers la terre, entre +90 et -90° (sens horaire) (Figure III-31)

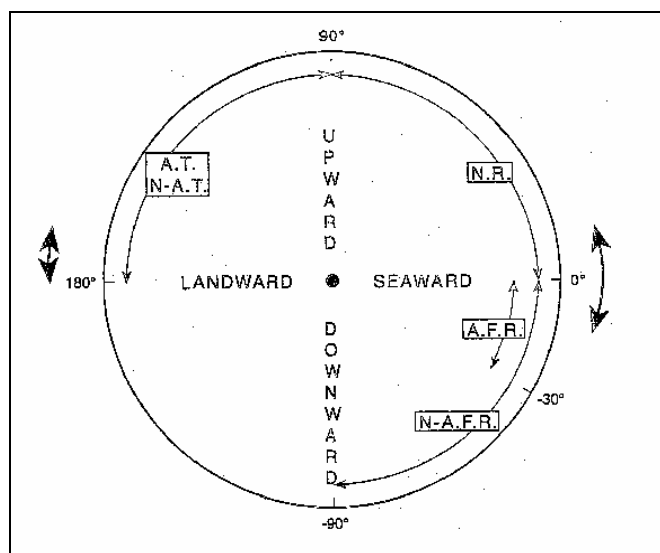


Figure III-31 : Cercle de trajectoire de la ligne de rivage. Les flèches à l'extérieur du cercle indiquent les trajectoires les plus fréquentes. AFR : régression forcée en accrétion ; NAFR : régression forcée non-en-accrétion ; NR : régression normale ; AT : transgression en accrétion ; NAT : transgression non-en-accrétion (Helland-Hansen and Martinsen, 1996).

D'une manière générale, la majorité des migrations se situe autour de 0° (en positif ou négatif) et autour de 180° en positif.

Ces auteurs distinguent les systèmes en “ accrétion ” et ceux en “ non-accrétion ” ce qui correspond à des systèmes où les apports sont respectivement assez importants ou insuffisants pour influencer la trajectoire de la ligne de rivage. Le comportement de la ligne de rivage est donc le résultat des variations d'accommodation, des apports, du déséquilibre relatif entre ceux-ci et la physiographie héritée. Les régressions forcées et les transgressions peuvent être en accrétion ou en non-accrétion.

Les modèles en “ non-accrétion ” comprennent donc des paraséquences représentées en totalité par des surfaces (ce qui n'est pas envisagé dans la majorité des autres modèles). Dans le cas d'une chute du niveau marin relatif (régression forcée), la surface résulte soit de l'absence d'accommodation soit de l'absence d'apport. Dans le cas d'une montée du niveau marin relatif, et toujours dans le cas d'un système en “ non-accrétion ”, la migration de la ligne de rivage va se confondre avec la surface proximale (alluviale) qui existait avant le début de la transgression (par exemple, inondation rapide d'une plaine côtière de faible gradient).

Ce modèle met en évidence le rôle des pentes alluviales, des pentes de la trajectoire de la ligne de rivage, de la pente de la plate-forme et de leurs valeurs respectives sur l'architecture des dépôts (en particulier pour les régressions forcées) (Figure III-32).

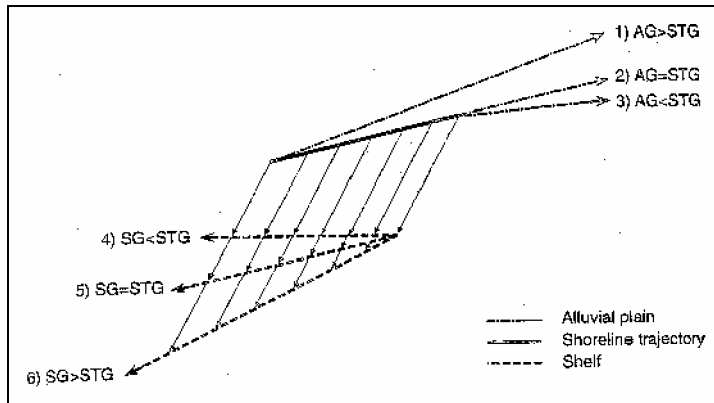


Figure III-32 : Pour une trajectoire de la ligne de rivage donnée (trait plein), plusieurs combinaisons des gradients de la plaine alluviale et de la plate-forme sont possibles. AG : gradient de la plaine alluviale ; SG : gradient de la plate-forme (shelf), STG : gradient de la trajectoire de la ligne de rivage (shoreline trajectory gradient). (1)  $AG > STG$  : accumulation de dépôts alluviaux pendant la chute du niveau marin relatif. (3)  $AG < STG$  : érosion fluviale sans accommodation. (4)  $SG < STG$  : diminution de profondeur des "pieds" de cliniformes au cours de la progradation. (6)  $SG > STG$  : augmentation de profondeur des "pieds" de cliniformes au cours de la progradation (Helland-Hansen and Martinsen, 1996).

Ce modèle permet de distinguer en particulier des pieds de cliniformes. Un cliniforme est une surface inclinée, semblable à une stratification de grande taille (Cojan and Renard, 1997), un talus sous-aquatique (Foucault and Raoult, 1995). C'est une surface de dépôt inclinée, le plus souvent associé à des dépôts progradants dans des eaux plus profondes (Mitchum *et al.*, 1977b). Bates & Jackson (1987) précisent, à juste titre, qu'il peut correspondre à la **pente continentale** des océans ou aux “*foresets*” des deltas. Rich (1951 in Bates and Jackson, 1987) distinguait la partie *undaform* (peu profonde, soumise à l'action des vagues), la partie *clinoform*, et *fundiform* (profonde, etymol. *bottom*)] qui diminuent ou augmentent de profondeur en progradant. Il permet aussi d'apprécier l'effet des morphologies existantes.

La persistance d'une divergence entre la trajectoire de la ligne de rivage et la pente en avant de la ligne de rivage (à la fois lors des régressions normales et forcées en accrétion) conduit à une augmentation des pentes de dépôts (*Oversteepening*) et éventuellement à la translation des centres de dépôts.

**III.2.2.2.3.4. Le modèle de “théorie des régimes “ : Sloss, (1962) ; Swift and Thorne, (1991).**

Swift and Thorne, (1991), reprenant largement les travaux précurseurs de Sloss (Sloss, 1962), ont développé un modèle conceptuel (et numérique) dédié à la sédimentation sur la plate-forme continentale en parallèle de la Stratigraphie Séquentielle. La plate-forme est interprétée comme une **surface d'équilibre dynamique** contrôlée par les variations de quatre facteurs essentiels :

- la vitesse de variation du niveau relatif de la mer (R) (même définition qu'en stratigraphie séquentielle s.l.),
- le taux d'apports sédimentaires (Q) qui dépend essentiellement du relief et du climat,
- la nature des apports sédimentaires (M) qui dépend essentiellement du relief et du climat,
- la puissance hydraulique (P) qui résulte des vagues, des courants de marée, de dérive et de densité, et qui induit un taux de transport sédimentaire dispersif (D).

Ces auteurs utilisent aussi la notion de limite d'action des vagues (*wave base*) qui correspond à la profondeur au-dessus de laquelle l'énergie des vagues (moyennée en temps) est suffisante pour transférer les sédiments (*bypass*) vers le bassin à un taux équivalent à celui des apports (d'après Swift and Thorne, 1991), c'est ce mécanisme qui explique que les marges



continentales d'origine structurales diverses évoluent, au cours du temps, vers une configuration plate-forme—pente).

La valeur de la limite, au-delà de laquelle l'action des vagues est négligeable, permet de caractériser la sensibilité des plates-formes à l'action de cet agent dynamique. 80% des plates-formes dominées par la houle ont cette limite située vers 100 m (Castaing, 1981, Vincent, 1986 *in* Berné *et al.*, 1999).

La surface d'équilibre résultante est faiblement inclinée sur la plate-forme externe (quelques 1/10 de degrés) mais plus fortement inclinée sur la plate-forme interne (jusqu'à 1°) en raison de la perte d'énergie des vagues au cours de la propagation vers la côte. La tendance générale est donc au piégeage des sédiments en domaine côtier (c'est la barrière d'énergie littorale de J.R.L Allen, 1970 *in* (Swift and Thorne, 1991)). Deux processus permettent d'alimenter la plate-forme externe : le transfert à l'embouchure des rivières et l'érosion côtière. Au-delà de la limite d'action des vagues, la surface est dominée par les phénomènes gravitaires au niveau de la pente continentale.

Le régime de plate-forme est ainsi caractérisé par le rapport :  $\frac{R \cdot D}{Q \cdot M}$

Ce rapport est qualifié de rapport **Accommodation / Apport**, mais il n'a pas tout à fait le même sens que le rapport A/S de la stratigraphie génétique, d'une part parce qu'il est plus qualitatif que quantitatif car la nature des sédiments intervient, d'autre part parce que le terme accommodation est entendu ici dans une acception un peu différente de sa définition par Jervey [1988] pour qui l'accommodation est l'espace entre le niveau de la mer et le substratum du bassin.). Puisque D, taux de transport lié à la dynamique, intervient, l'accommodation de Swift correspond plutôt à l'espace réellement disponible : c'est un potentiel d'accumulation pour la sédimentation (pour accumuler il faut de l'espace mais pas trop d'énergie). Pour éviter toute confusion, nous remplacerons par la suite le terme “ accommodation ” de Swift par le terme “ espace ” disponible.

Deux grands types de régimes sont distingués :

- Le régime dominé par les apports :  $QM > RD$ . Les fleuves délivrent davantage de sédiments aux embouchures que l'augmentation du niveau de la mer peut accommoder ou que la dynamique marine D peut expulser ; ils forment des deltas où le taux d'accumulation peut être très fort. Les apports sont allochtones, les remaniements et les contrastes de faciès sont faibles, les sédiments plutôt fins. Ce régime peut être assimilé aux systèmes de dépôts régressifs (Swift and Thorne, 1991).

• Le régime “ dominé par l'accommodation ” :  $QM < RD$ . La remontée du niveau marin est rapide par rapport au taux d'apports sédimentaires, les embouchures des fleuves forment des estuaires qui piègent les sédiments des fleuves et de la dérive littorale. Les estuaires peuvent eux-mêmes rétrograder si  $QM \ll RD$ . La sédimentation est essentiellement autochtone avec un remaniement important et répété des stocks sédimentaires, avec transfert au niveau des *shorefaces*. Les faciès sont hétérogènes, plutôt grossiers et de faible épaisseur. Ce régime est assimilé aux systèmes de dépôts transgressifs (Swift and Thorne, 1991)

L'évolution, au cours du temps, de certains paramètres entraîne un auto-équilibre de la plate-forme par ajustement des variables de contrôle. C'est l'existence de cette évolution du régime de dépôts qui génère des séquences de dépôts multiples visibles en profondeur.

L'originalité de ce modèle est de prendre en compte la notion d'efficacité du régime hydrodynamique.

#### **III.2.2.3.5. Le modèle lié à la limite d'action des vagues de tempête : Einsele**

Einsele (Einsele, 1992; Einsele, 1996; Einsele *et al.*, 1996; Einsele *et al.*, 1991) propose une réflexion un peu différente avec :

- (i) Des facteurs causaux (allocycliques) : tectonique, climat et eustatisme.
- (ii) Des facteurs modifiants : différence locale de subsidence, d'apport, de composition des sédiments, des régimes hydrographiques et des processus autocycliques. Il insiste sur le rôle d'une subsidence variable dans le temps et l'espace, le rôle de la topographie du bassin et le régime hydrodynamique contrôlant la profondeur à partir de laquelle un dépôt permanent peut avoir lieu (cette notion de facteurs modifiants a été aussi proposée par Posamentier & Allen, 1993).

Einsele (1991) développe, comme Guillocheau (1991) et Homewood (1992), l'idée de l'asymétrie des cycles en fonction de la localisation au sein du bassin en liaison avec la combinaison des effets de la subsidence, des apports, de l'érosion sous-marine et du *bypass* des sédiments.

**III.2.2.2.4. La stratigraphie séquentielle et génétique et les canyons sous-marins dans ces approches**

Notre travail, qui cherche à expliquer les canyons sous-marins, prend comme point de départ l'approche de la stratigraphie séquentielle (de Vail et de l'équipe Exxon) et celle de la stratigraphie génétique (de Cross et de l'équipe de la Colorado School of Mines).

L'approche de la stratigraphie séquentielle a été souvent opposée à celle de la stratigraphie génétique : l'école d'Exxon part des séquences qu'elle divise en paraséquences et la stratigraphie génétique part des unités génétiques élémentaires pour reconstituer des séquences d'un ordre supérieur (en faisant, en quelque sort, le chemin inverse). Leurs différences tiennent d'abord à la nature des outils d'investigation et aux échelles d'observation différentes, ce qui entraîne la mise en place de critères et de particularités différentes (choix de surfaces-clefs différentes). L'équipe d'Exxon a développé ses concepts à partir d'études sismiques, d'où l'utilisation des discordances (bien visibles) comme limites de séquences. En stratigraphie génétique, c'est la surface d'inondation maximale (point le plus transgressif au sein d'une évolution transgressive-régressive progressive) qui est prise comme référence. Contrairement aux affleurements, on ne peut pas pointer, en sismique, la surface d'inondation maximale (pas de contraste d'impédance au sein d'une argile). Il est donc normal dans ce contexte d'utiliser des critères et des surfaces-clefs différentes ; cela ne change en rien les mécanismes de dépôt invoqués. Homewood *et al.* (1992) proposent, pour résoudre ce problème, une comparaison théorique des nomenclatures et Mahieux *et al.* (1998) illustrent les différences d'interprétation inhérentes à la méthode utilisée en comparant des données d'affleurements et de sismique très haute résolution. Ils ont ainsi démontré comment la sismique surlignait les relations géométriques entre séquences et surfaces. En fait, ces deux approches ne sont pas antinomiques mais plutôt complémentaires (Cojan and Renard, 1997 dans Rabineau, 2001).

On remarque que les canyons sous-marins sont presque oubliés dans les schémas. S'ils sont représentés on aborde peu ou pas leur mode de formation et fonctionnement en relation avec les variations du niveau marin relatif. Si l'on regarde de près un exemple présenté par Emery et Myers (1996, d'après Vail et Wornardt, 1990), on voit comment le long d'un cycle le rôle des canyons est restreint à l'érosion et/ou au *by-pass*. Ils sont remplis postérieurement (dans leur partie terminale près du glaciaire) par les dépôts proximaux des lobes du bassin profond. Le canyon est représenté par une surface d'érosion déconnectée des sédiments qui, provenant du continent, alimentent les lobes du bassin profond (Figure III-33).

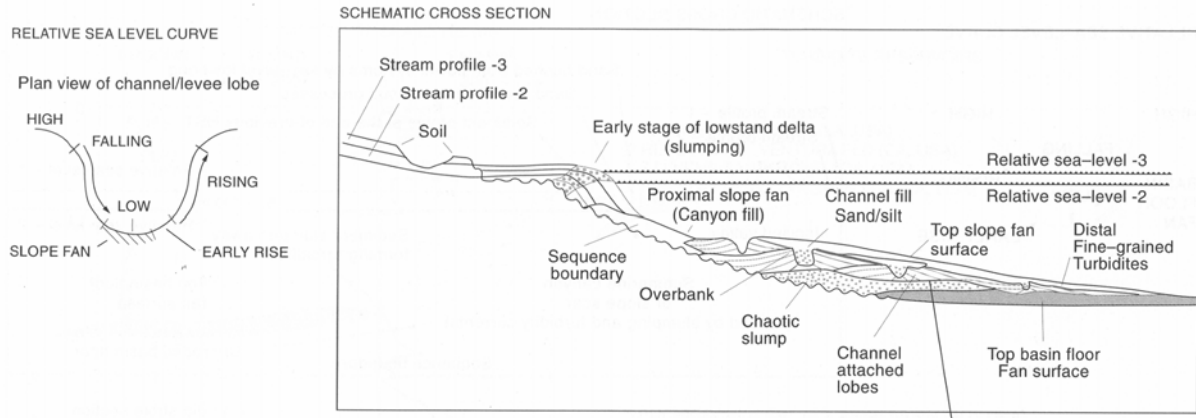


Figure III-33 Exemple présenté par Emery et Myers (1996, d'après Vail et Wornardt, 1990) où l'on voit comment le long d'un cycle le rôle des canyons est restreint à l'érosion et/ou au by-pass.

L'ensemble des observations qui vont suivre (morphologiques dans le chapitre IV et sismiques dans le chapitre V) va nous permettre d'avoir une nouvelle vision des canyons sous-marins qui permettra d'intégrer les canyons sous-marins dans le schéma stratigraphique général présenté dans le chapitre VI.

### III.2.3. Pour l'exploitation des carottes

Dans notre travail, nous avons fait appel à deux types de mesures:

#### III.2.3.1. Mesures non destructives

Les **mesures non destructives** sont effectuées généralement à bord du bateau et avant ouverture de la carotte, de manière à limiter les problèmes liés au transport. Le banc de mesure multi-paramètres utilisé est celui de la société *Geotek Ltd*. Il nous donne les valeurs de gamma-densité, de vitesse du son et de susceptibilité magnétique dans le sédiment, mesurées à travers la chemise de la carotte (Figure III-34).

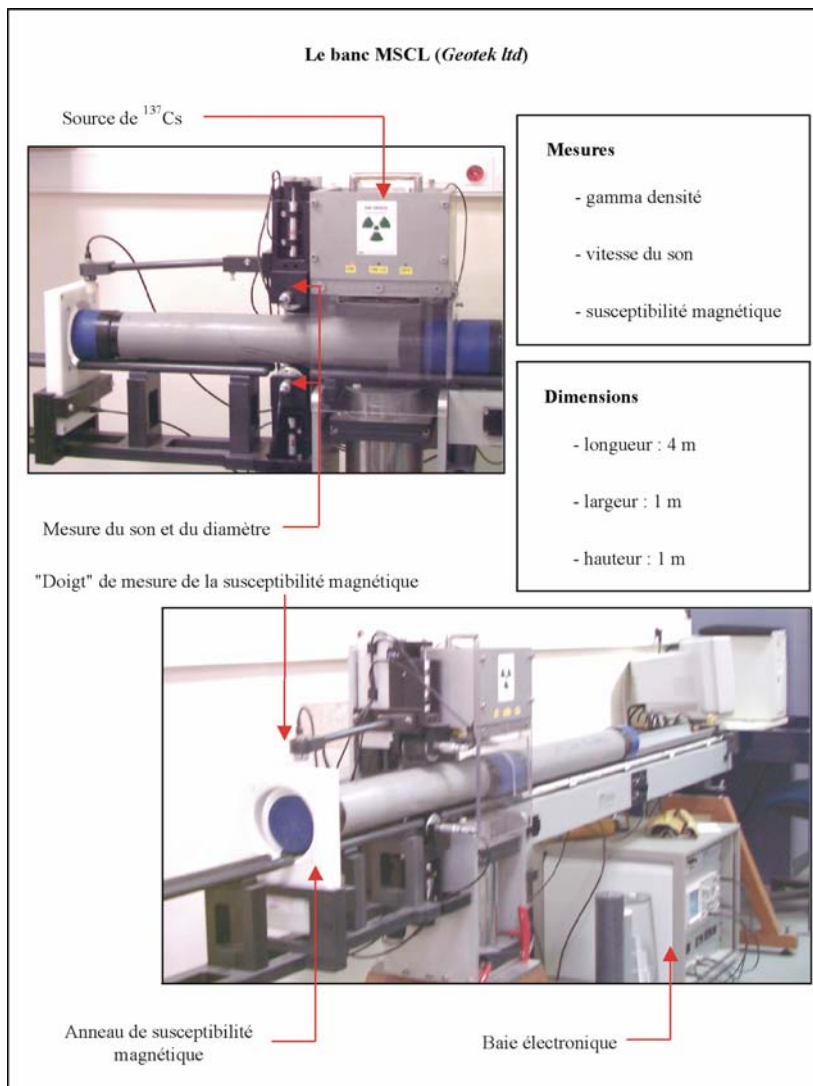


Figure III-34 : Banc de mesure multi-paramètres (Unterseh, 1999).

#### III.2.3.1.1. Mesure de la gamma-densité

Le système de mesure de la gamma-densité utilise une source radioactive de  $^{137}\text{Cs}$  de faible activité (10 mCi) et dont le rayonnement a une énergie de 662 keV. Cette source est

cerclée de plomb et émet vers le bas un faisceau de particules gamma qui est focalisé par un diaphragme d'ouverture réglable. Le faisceau incident de particules va être atténué lors de la traversée de la carotte en fonction de la densité du matériau analysé et de son épaisseur selon le principe de l'effet Compton. Lors de la traversée de la carotte, un certain nombre de particules gamma vont entrer en collision avec les électrons présents et vont ainsi être déviées de leur route. Pour un nombre  $N_0$  de particules gamma émis, seulement  $N$  auront pu traverser : ( $N = N_0 \cdot \exp[-\mu \cdot \rho_e \cdot d]$ ), où  $\mu$  est le coefficient d'atténuation massique,  $\rho_e$  la densité électronique (une fonction de la densité du matériau) et  $d$  l'épaisseur de sédiment. Le logiciel du banc approche numériquement cette équation par une fonction polynomiale d'ordre 2 avec des coefficients de corrélation obtenus par une phase d'étalonnage. L'étalonnage est réalisé en utilisant une carotte étalon contenant une structure cylindrique en aluminium et complétée par de l'eau distillée (Unterseh, 1999).

La précision dans la mesure annoncée par le constructeur est supérieure à 1 %, en fonction de la qualité de la carotte (son remplissage) et du temps de mesure. Le taux de particules gamma reçues par le récepteur par seconde n'est pas une constante, aussi sa mesure est moyennée sur un temps d'intégration donné. En augmentant ce dernier, la mesure gagne en précision. Une durée de 10 secondes s'avère un bon compromis.

Par contre, les mesures de densité sont réalisées à température ambiante, ce qui peut s'avérer gênant lors de l'analyse de carottes relativement longues (Unterseh, 1999). Ce problème a été réglé en utilisant le banc MSCL dans un container climatisé.

#### **III.2.3.1.2. Mesure de la vitesse du son**

Le banc MSCL intègre un dispositif de mesure de la vitesse des ondes P à travers la chemise plastique de la carotte. Deux transducteurs, un émetteur et un récepteur, sont intégrés dans le système de mesure du diamètre. Lorsque celui-ci vient pincer la carotte, un signal de haute fréquence est envoyé (230 kHz) et le temps de propagation à travers l'échantillon est mesuré (précision de 0,2 %). Cette mesure intègre toutefois la contribution de la chemise en plastique, qui ne peut être éliminée que par un étalonnage précis.

Le constructeur préconise d'étalonner le système à l'aide d'une carotte remplie d'eau distillée. En connaissant, la température de l'eau (approximativement la température ambiante si elle varie peu), il est possible de quantifier l'influence de la chemise plastique. Ce n'est pourtant pas un véritable étalonnage, car il ne s'agit que d'une seule mesure. La vitesse du son

dans les sédiments étant globalement comprises entre 1480 et 2000 m.s<sup>-1</sup>, les cylindres d'aluminium ne sont d'aucune aide, le son s'y propageant à une vitesse trop élevée. Pour palier ce problème, il a été suggéré de faire varier la température de l'eau, mais ce ne peut être qu'une solution temporaire.

Le principal problème de la mesure demeure néanmoins dans la qualité du prélèvement. Il est indispensable d'avoir un contact parfait entre les transducteurs et la chemise plastique pour éviter la présence d'une lame d'air qui générerait un biais très important des valeurs obtenues (typiquement lorsque la carotte est déformée). Ce problème semble résolu avec l'acquisition de nouveaux transducteurs incorporés dans des membranes souples qui viennent épouser la forme des carottes.

Toutefois, il est également indispensable d'avoir un remplissage complet de la carotte, sinon la valeur mesurée sera faussée soit par la présence d'eau, soit par la présence d'air si l'étanchéité n'est pas parfaite. La seule solution consiste à analyser les carottes peu de temps après leur prélèvement et en les ayant stockées verticalement pour limiter les déformations dues à la gravité.

#### **III.2.3.1.3. Mesure de la susceptibilité magnétique**

Deux systèmes de mesures sont disponibles, l'un en forme d'anneau utilisable sur carottes fermées, et l'autre en forme de doigt, spécifique à une utilisation sur demi-carotte (après ouverture). La précision de la mesure annoncée par le constructeur est de 5 %.

#### **III.2.3.2. Mesures destructives**

Les mesures destructives sont effectuées au laboratoire après l'ouverture de la carotte. Après le passage au banc de mesure multiparamètres, les carottes sont découpées longitudinalement en demi tronçons, l'un servant d'archive et l'autre étant utilisé pour le travail. Le tronçon de travail est d'abord photographié, puis sa texture, sa couleur (charte Munsell) et ses caractéristiques sédimentologiques sont décrites (bioturbation, contacts entre les niveaux, figures sédimentaires, etc). Après photographie et description de la carotte, on réalise les mesures destructives.

##### **III.2.3.2.1. Échantillonnage pour datation**

Deux échantillons ont été prélevés par carottes et envoyés à J.A. Flores du département de géologie de l'Université de Salamanca, pour l'analyse et la détermination des nanofossiles calcaires. Le travail a été effectué à partir de *frottis* préparées avec du "beaume de Canada".

La méthode d'interprétation de J-A. Flores, fondée sur l'observation, essaye d'établir les événements de (i) premières apparitions, (ii) dernières apparitions et (iii) intervalles de maximum d'abondance ("acmes") pour donner une approximation de l'âge absolu en suivant les proposition de calibrage de Thierstein *et al.* (Thierstein *et al.*, 1977 ; Wei, 1993; Raffi *et al.*, 1993; Raffi and Flores, 1995 ; Flores *et al.*, 1997 et Flores *et al.*, 1999).

#### III.2.3.2.2. Mesures géotechniques

##### III.2.3.2.2.1. scissomètre

Le scissomètre (Figure III-35), apparu en Suède en 1948, est essentiellement utilisé pour la détermination de la cohésion non drainée ( $C_u$ ) des sols mous (argile, vase, tourbe) en fonction de la profondeur. Il est composé d'une tige munie, à son extrémité, d'un moulinet formé de deux palettes verticales perpendiculaires et de même largeur. On enfonce au moyen d'un vérin l'ensemble tige- moulinet dans le sol jusqu'au niveau où l'on veut effectuer la mesure. On applique alors un moment de torsion  $M$  sur la tige par l'intermédiaire d'un ressort spirale choisi en fonction du sol et on note en fonction des valeurs de l'angle de rotation  $\theta$ , les valeurs de torsion  $M$ . Il se produit dans le sol un cisaillement cylindrique.

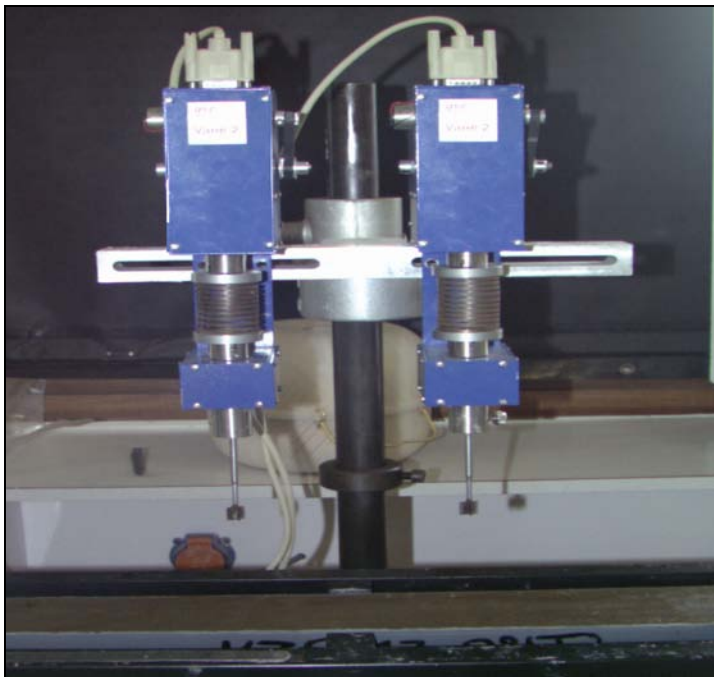


Figure III-35: le scissomètre.

On considère qu'il y a rupture lorsque le moment de torsion est maximum.

Le sol est alors cisailé suivant une surface cylindrique de hauteur  $h$  et de rayon  $R$  (Figure III-36).



On suppose que s'exerce en tout point du système une contrainte de cisaillement  $\tau = C_u$ , ce qui permet de calculer  $C_u$  :  $C_u = M / 2\pi R^2 (h + 2R/3)$

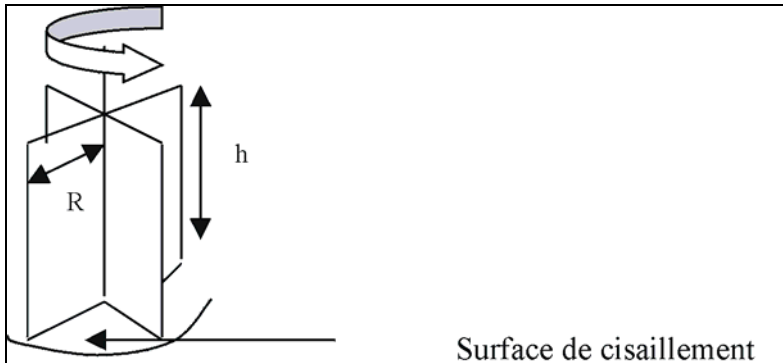


Figure III-36 : palette du scissomètre.

On obtient ainsi des courbes contrainte - déformation, donnant les variations de  $C_u$  en fonction des valeurs de l'angle de rotation  $\theta$  (Figure III-37).

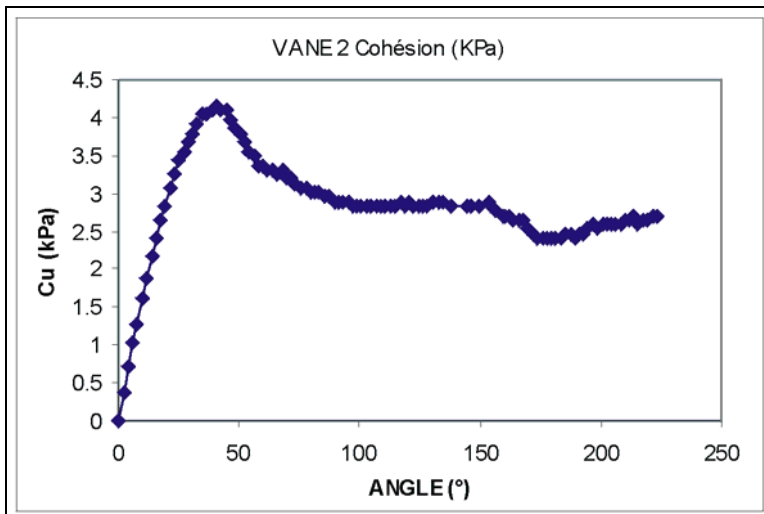


Figure III-37: courbe contrainte – déformation obtenue au scissomètre.

En pratique, nous disposons d'un double scissomètre (Figure III-35) permettant de faire deux mesures en même temps.

Le traitement des données s'effectue instantanément sur l'ordinateur qui donne directement les courbes contrainte - déformation selon la profondeur et calcule la cohésion maximum et la cohésion résiduelle (en kPa).

#### III.2.3.2.2.2. L'oedomètre

L'étude de la consolidation des sols est réalisé dans un oedomètre (Figure III-38). Il permet de réaliser sur un échantillon de sol saturé, un essai de consolidation

unidimensionnelle : il n'y a pas de déformation latérale et l'écoulement de l'eau au cours de la consolidation est uniquement vertical.



Figure III-38: ensemble de 4 oedomètres en cours d'essai.

La partie principale de l'oedomètre est un moule cylindrique indéformable. L'échantillon de sol saturé est placé dans le moule entre deux pierres poreuses, chargé verticalement et maintenu sous cette charge jusqu'à dissipation des surpressions interstitielles.

L'état des contraintes est homogène dans l'échantillon et les directions des contraintes principales restent fixes (Figure III-39).

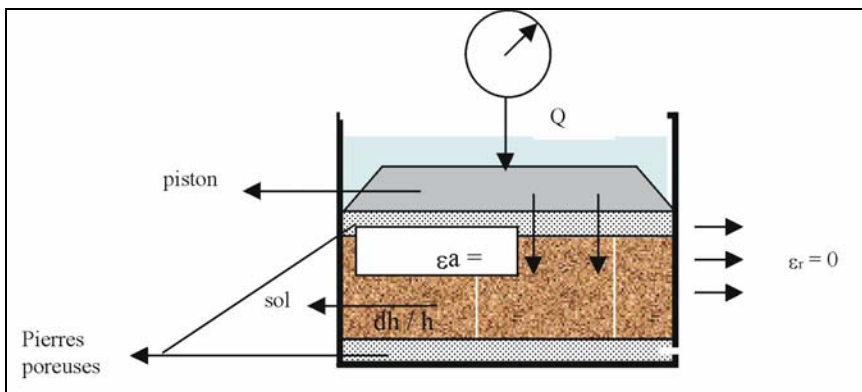


Figure III-39: schéma d'un oedomètre.

Si  $Q$  est la force verticale appliquée, la contrainte verticale uniforme est :  $\sigma_v = Q/S$ , ( $S$ = section de l'échantillon). C'est aussi une contrainte principale. On mesure alors le tassement correspondant au cours du temps.

On a un état des déformations tel que :

La déformation radiale est  $\epsilon_r = 0$

La déformation axiale est  $\epsilon_a = dh / h$ .

La courbe des déformations verticales en fonction du logarithme du temps permet de distinguer deux phases de déformation (Figure III-40) :

-la consolidation primaire qui correspond au phénomène de dissipation de la surpression interstitielle ;

-la consolidation secondaire dans laquelle le squelette solide du sol continue à se tasser bien que la surpression interstitielle soit nulle. Cette compression correspond au fluage du squelette solide (la déformation sous une contrainte constante).

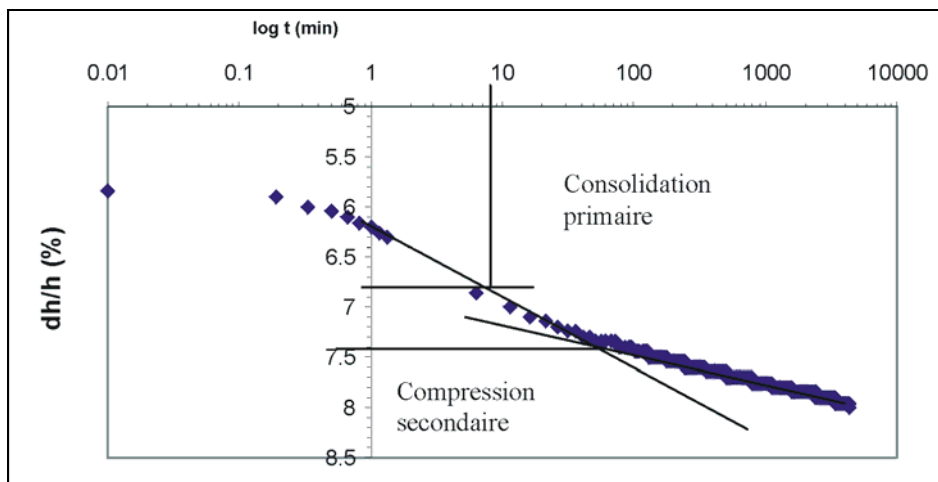


Figure III-40 : Courbe des déformations verticales en fonction du logarithme du temps

On trace cette courbe pour chaque palier et pour déterminer par un système de tangentes la valeur de  $t_{50}$  correspondant au temps nécessaire à 50 % de la consolidation.

Cette valeur permettra de calculer le coefficient de consolidation  $C_v = T_{V50} * (h/2)^2 / t_{50}$  (où  $h/2$  est le trajet de drainage maximal de l'échantillon et  $T_{V50}$  est le facteur temps à 50 % de la consolidation).

Sur un échantillon donné, plusieurs paliers de chargement sont effectués. On applique d'abord une première charge et on attend la fin de la consolidation sous cette charge, puis on applique une deuxième charge et on attend qu'il y ait eu consolidation, etc....

En calculant pour chaque charge, l'indice des vides en fin de consolidation, on peut tracer la courbe de l'indice des vides en fonction de la contrainte verticale ( $e - \log \sigma_v$ ) appelée courbe oedométrique.

La courbe oedométrique d'un sol fin peut être schématisée par 3 parties (Figure III-41) :

- une première partie AB à pente très faible, appelée indice de gonflement ( $C_g$ )

- une deuxième partie BD à pente forte, appelée indice de compression ( $C_c$ )

- une partie DE correspondant à un cycle de chargement et de déchargement, de même pente que la partie AB.

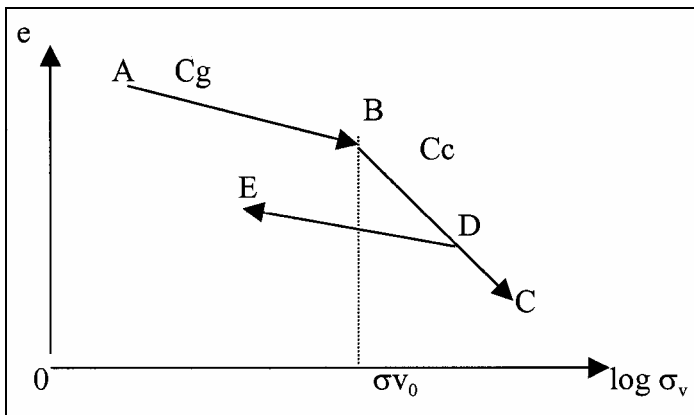


Figure III-41: schéma d'une courbe oedométrique

La comparaison entre la courbe oedométrique d'un sol vierge (représentée par le trajet BC) et celle d'un sol en place montre que tout sol a subi au cours de son histoire une précompression ou préconsolidation.

La courbe oedométrique rend compte du maximum de pression verticale effective exercée par le sol à l'endroit où a été prélevé l'échantillon. Cette pression, appelée pression de préconsolidation et notée  $\sigma_{v0}$  correspond au coude de la courbe oedométrique.

On trace donc la courbe représentant l'indice des vides en fonction de la contrainte verticale ( $e = f(\log \sigma_v)$ ) afin de déterminer la pression de préconsolidation  $\sigma_{v0}$ . A la fin de chaque essai, on reporte dans une table les valeurs du temps et les variations de hauteur de l'échantillon ( $dh$  en mm) en fonction des différents chargements.

On note donc pour chaque variation de hauteur le chargement correspondant (contrainte verticale  $\sigma_v$  en kPa).

On calcule alors la déformation ( $\epsilon_v$  en %) pour chaque valeur :  $\epsilon_v = - (dh/h) * 100$

On retient une valeur finale pour chaque palier qui servira à tracer la courbe  $\epsilon_v = f(\sigma_v)$ .

Lorsque le coefficient de consolidation  $C_v$  est calculé pour chaque palier, on trace la courbe  $C_v$  en fonction de l'indice des vides ( $e$ ) ainsi que la perméabilité ( $K$ ) en fonction de  $e$ .

Les mesures géotechniques ont permis: (i) le calcul du facteur de sécurité ( $FOS$ =factor of safety) à partir du logiciel " LEA " (Sultan et al., 2001) qui permet d'identifier, sur une coupe de terrain, la partie stable de la partie instable et, dans le cas d'une partie instable, de déterminer la nouvelle surface de la coupe de terrain après glissement, pour ensuite, recalculer le facteur de sécurité et (ii) connaître l'épaisseur maximale du sédiment qui a reposé sur les échantillons analysés

Les détails du modèle réalisé pour le calcul du  $FOS$  ainsi que les résultats des calculs pour établir l'épaisseur maximale du sédiment sont présentés dans le chapitre VI.



*Chapitre IV :*

*Morphologie de la plate-forme externe et de la pente continentale du golfe du Lion*

Les résultats de l'étude de la morphologie de la plate-forme externe et de la pente continentale sont présentés en trois parties : la description d'une carte synthétique morpho-structurales, l'analyse morpho-quantitative des canyons sous-marins du golfe du Lion et la synthèse et discussion des traits morphologiques observés.

#### **IV.1. Présentation de la carte morpho-structurale**

Une carte bathymétrique, réalisée à partir des données inédites, est une nouvelle fenêtre qui s'ouvre sur la réalité. Mais comment bien regarder à travers cette fenêtre ?

Notre approche est fondée sur l'interprétation, chemin valide pour arriver à donner une vision satisfaisante de l'ensemble bathymétrique, en isolant ce qui paraît fondamental et en essayant d'établir des relations objectives vérifiables. Plusieurs traits morphologiques ont été ainsi isolés à travers le travail d'interprétation. Chaque trait sera défini et illustré avec les données bathymétriques et/ou sismiques qui le caractérisent le mieux.

Les traits morphologiques marquants sont:

##### **IV.1.1. Le rebord de plate-forme continentale:**

Le rebord de plate-forme a été défini comment le premier point de rupture de pente remarquable dans la partie externe de la plate-forme continentale (Vanney and Stanley, 1983). Dans le golfe du Lion, on considère que c'est la ligne qui rejoint les points de pente égale à 1% (0.57°). Elle a été tracée avec l'aide des cartes de pente. Pour plus de précisions, nous nous sommes appuyés sur des cartes bathymétriques à différentes échelles.

On ne peut pas attribuer une profondeur constante à la bordure de plate-forme, elle est très variable entre le canyon du Cap de Creus (CC) et celui de Sète (St). Elle prend les valeurs de 90 mètres de profondeur d'eau pour la tête du Lacaze-Duthiers (LD) et 180 mètres de profondeur d'eau pour l'interfluve Bourcart-Hérault (Bc-Hr). Cette variabilité peut être observée pour l'ensemble de la zone et est en relation directe avec la distance par rapport aux têtes de canyons, comme le montre la Figure IV-1.



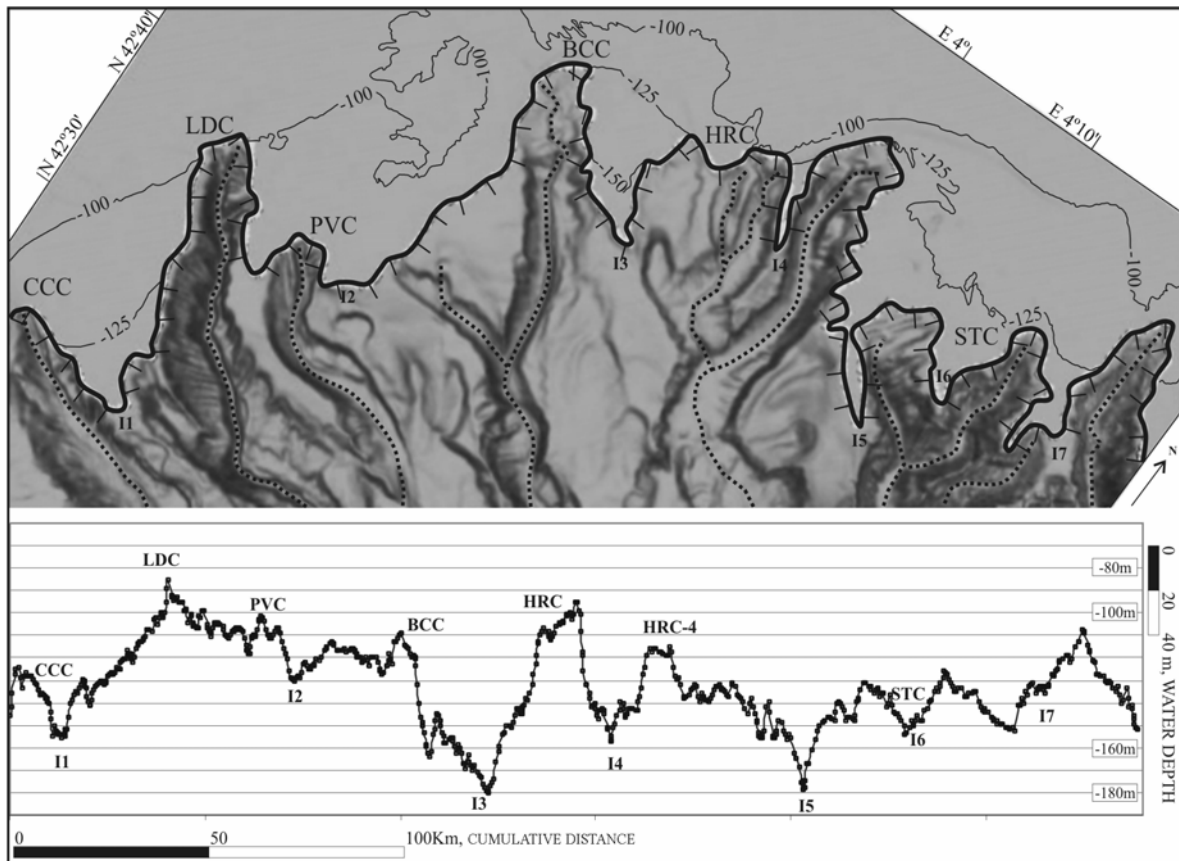


Figure IV-1 : Coupe en profondeur du rebord de plate-forme dans la zone d'étude. On observe la variabilité: elle est minimale au droit des têtes des canyons (Cap de Creus (CC), Lacaze-Duthiers (LD), Privot (Pv), Bourcart (Bc) Hérault (Hr) et Sète (St)) et maximale dans l'axe des interfluves (I1, I2, ...).

Dans les expressions morphologiques possibles du rebord de plate-forme, deux nous paraissent des plus significatives. La première correspond aux têtes de canyon érosives (témoin d'une forte érosion qui est traduite par une rupture brutale de pente) et la deuxième correspond aux interfluves (rupture graduelle de pente). Les expressions bathymétriques ainsi que sismiques sont représentées dans la Figure IV-2.

La ligne de tendance pour la bordure de plate-forme ( $y = -0.000086 x -121,19$ ) a une inclination très légère; elle s'approfondit de 25 mètres tout au long du parcours de 290 km entre le canyon du Cap de Creus et le canyon de Sète.

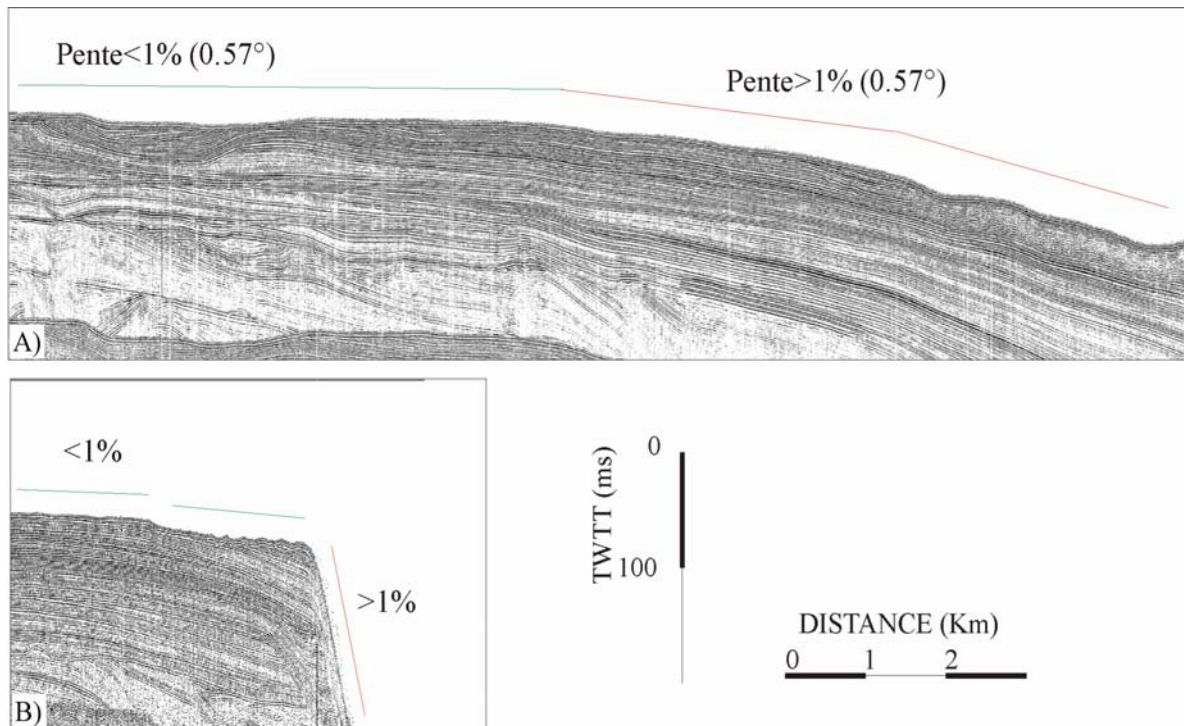


Figure IV-2 : Expression sismique du rebord de la plate-forme, (a) interfluves et (b) têtes de canyon érosives.

#### IV.1.2. Fond des canyons

Le fond est défini comme l'ensemble de points qui constituent la partie la plus basse d'un profil transversal. Trois types de fond ont été identifiés dans les canyons principaux: **(i)** fond rempli, **(ii)** fond entaillé et **(iii)** fond vide. Dans la discussion, nous mettrons en évidence l'importance de cette distinction.

**(i)** Fond rempli: Correspond aux canyons qui ont été partiellement remplis par des sédiments. Les apports principaux pour ce remplissage sont les sédiments des prismes progradants arrivant du plateau et les sédiments glissés provenant des versants. A ce groupe correspond la première branche du Canyon de l'Hérault (Figure IV-3) et le canyon de Sète (Figure IV-4).

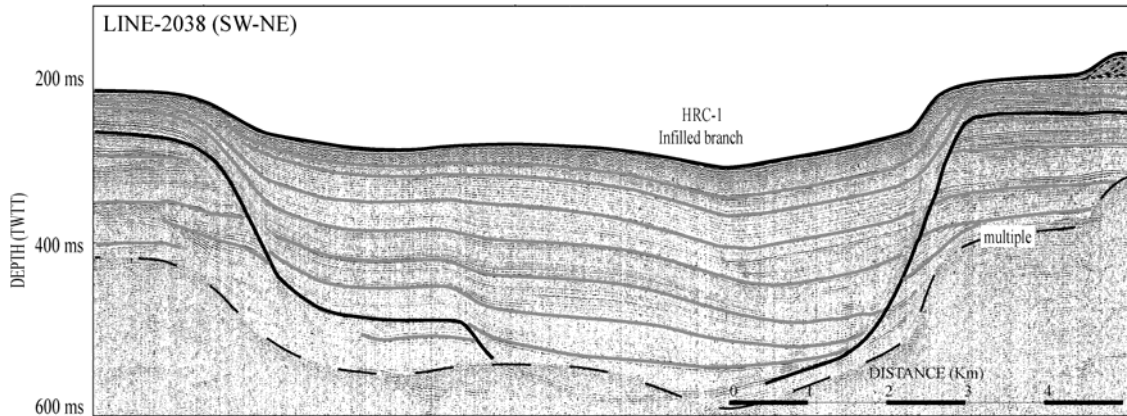


Figure IV-3 : Branche du canyon Hérault montrant le fond partiellement rempli.

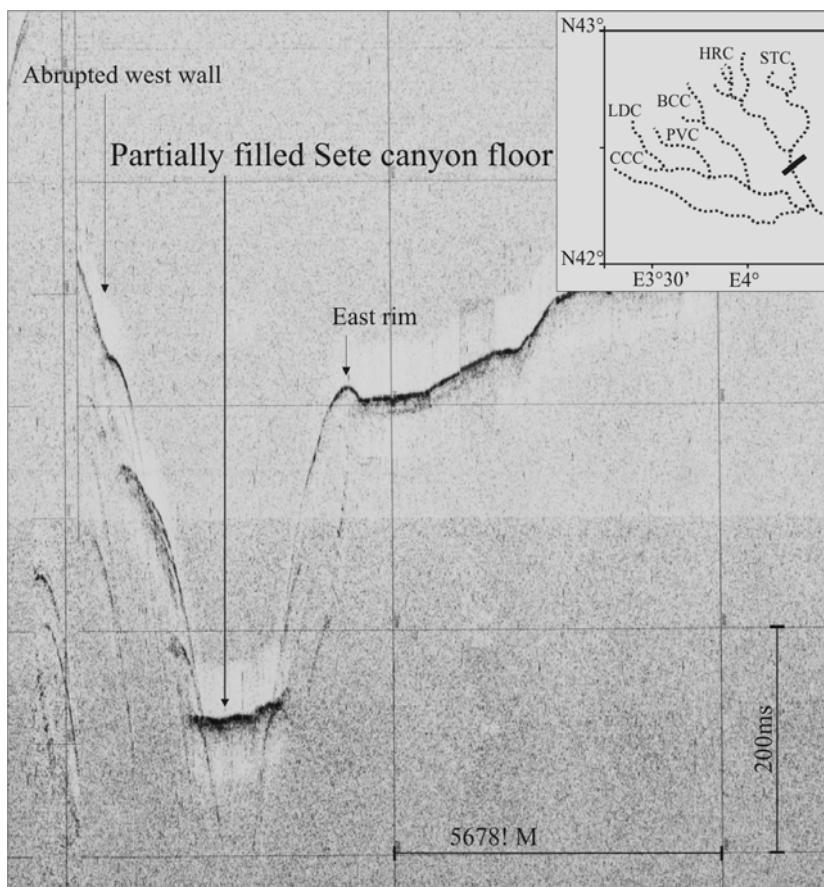


Figure IV-4 : Canyon de Sète montrant le fond partiellement rempli.

(ii) Fond entaillé: Correspond aux canyons qui ont été partiellement remplis et entaillés a posteriori par le dernier épisode érosif. Cette érosion est mise en évidence par la présence de l'incision axiale (Figure IV-5).

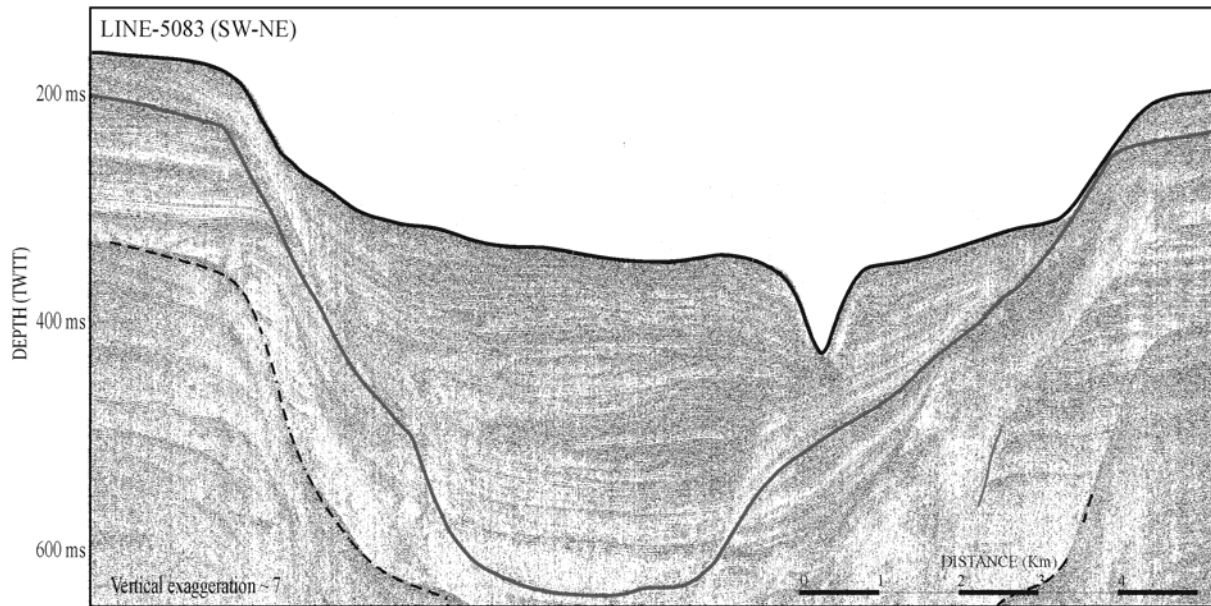


Figure IV-5 : Ligne sismique montrant le fond partiellement rempli et entaillé (en suite) du canyon Bourcart.

(iii) Fond vide: Le canyon présente une vallée étroite à versants raides où le creusement vertical est dominant. Cette figure correspond à certaines têtes des canyons telles que LD ou St (Figure IV-6).



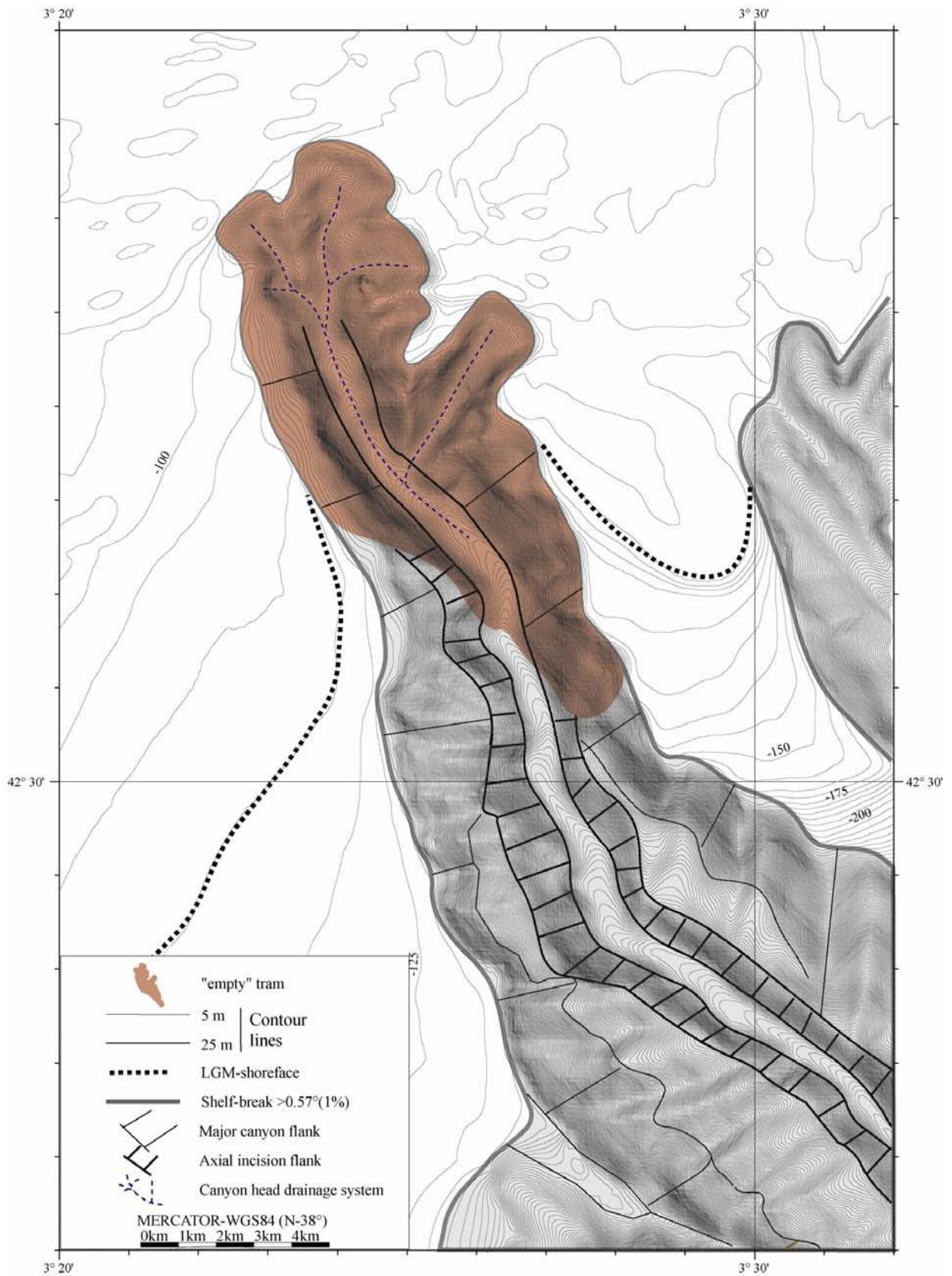


Figure IV-6 : Bathymétrie du canyon Lacaze-Duthiers montrant le creusement vertical qui caractérise la partie des canyons présentant un fond vide.

### IV.1.3. Fond de vallée secondaire

En dehors des vallées majeures des canyons sous-marins, on trouve des dépressions qui ne correspondent pas à la vallée d'un canyon mais à de petits ravins qui descendent la pente (Figure IV-7).

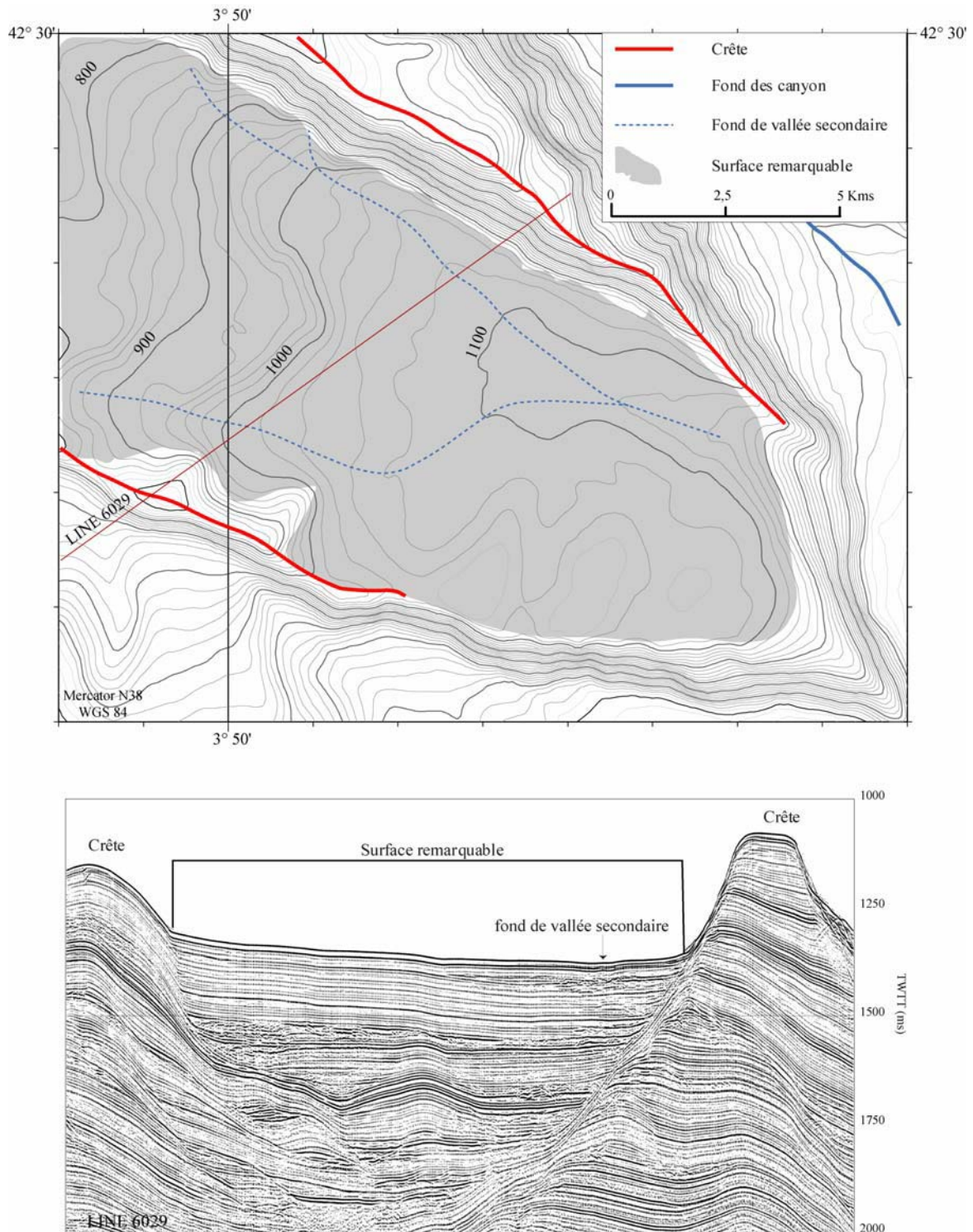


Figure IV-7: Carte bathymétrique et coupe sismique, illustrant le fond d'une vallée secondaire, la surface remarquable et la ligne de crête.

#### **IV.1.4. Surface remarquable**

Il s'agit d'une surface à pente régulière, d'extension kilométrique, avec une entité génétique. On la trouve dans les interfluves entre le canyon de Sète et le canyon du Cap de Creus ; ces morphologies en faible creux correspondent à des cours de canyons fossilisées (Figure IV-7).

#### **IV.1.5. Crête**

La crête est définie comme la ligne de points formée par le recoupement de deux versants divergents (Joly et al., 1997). Dans la zone d'étude, on trouve des crêtes dans les interfluves ; elles s'orientent parallèlement au versant le plus érosif (Figure IV-7).

#### **IV.1.6. Versant à forte pente**

Au sens strict, un versant est une surface topographique inclinée entre une ligne de points hauts et une ligne de points bas (Joly et al., 1997). Dans notre zone, on considère que toute surface de pente supérieure à 5° constitue un versant à forte pente. La plupart correspondent à des flancs de canyons qui ont subi des épisodes de glissements divers, (Figure IV-8).

Les versants à forte pente présentent deux signatures sismiques possibles : (i) des unités sismiques affleurantes (troncature érosionnelle) ou (ii) des unités sédimentaires de remplissage qui conservent leur structure interne. Les valeurs de pente des deux cas sont comparables.

#### **IV.1.7. Talus**

Le talus est un versant rectiligne de pente modérée (Joly et al., 1997). Dans la zone d'étude on considère qu'un versant rectiligne de pente inférieure à 5°, placé au pied d'un versant à forte pente, correspond à un talus. C'est la continuation du versant à forte pente vers l'axe du canyon ; c'est la zone où une partie des sédiments provenant des glissements qui affectent souvent les flancs de canyons s'est déposée (Figure IV-8).



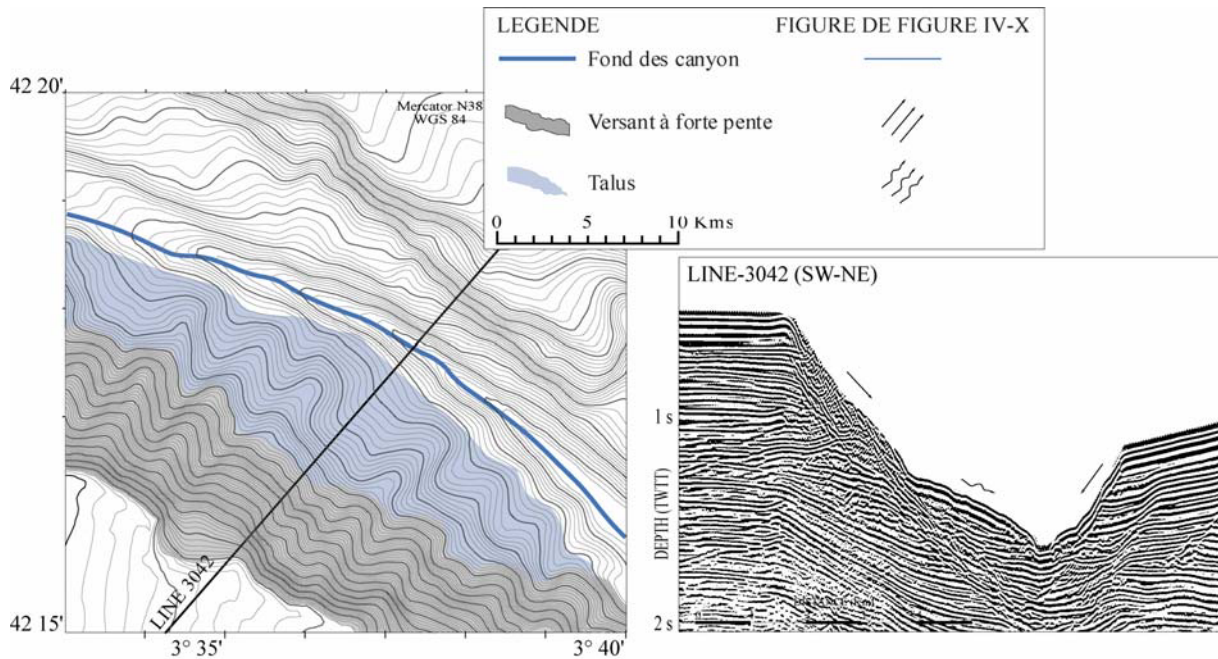


Figure IV-8: Exemple de versant a forte pente et talus du canyon du Cap de Creus.

#### IV.1.8. Rupture secondaire de pente

On a défini sous le terme “ rupture secondaire de pente ” toute modification brusque mais de petite taille de la valeur de la pente. Elles correspondent souvent aux loupes d’arrachement de petits glissements.

#### IV.1.9. Champ de failles listriques liées à la tectonique salifère

Elles ont été identifiées récemment par Dos Reis dans l’ensemble de la marge (Dos Reis, 2001) et sont décrites comme un système de failles en domaine extensif. Ces failles, caractéristiques d’un ensemble régional, se disposent sub-parallèlement entre elles. Dans la zone d’étude, elles sont localisées à l’interfluve CC-LD (Figure IV-9).



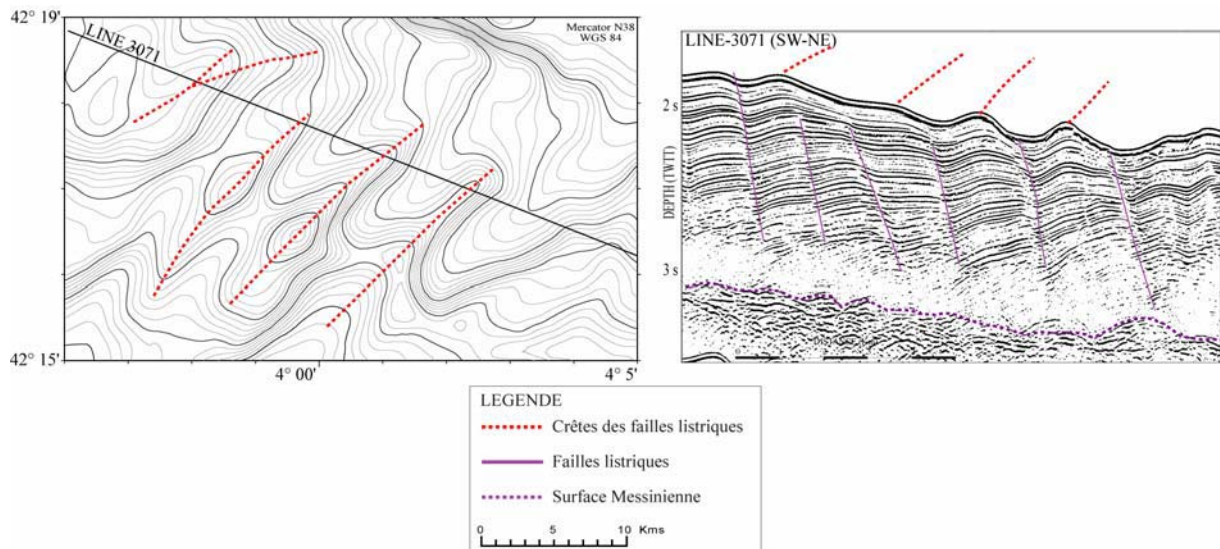


Figure IV-9: a) bathymétrie du champ de failles listriques présentes dans l'interfluve CCC-LD et b) profil sismique localisée en a).

#### IV.1.10. Niches de décollement et édifice majeur de glissements

Une niche de décollement correspond à une dépression semi-circulaire creusée au pied d'une cicatrice par le départ d'un glissement (Figure IV-10).

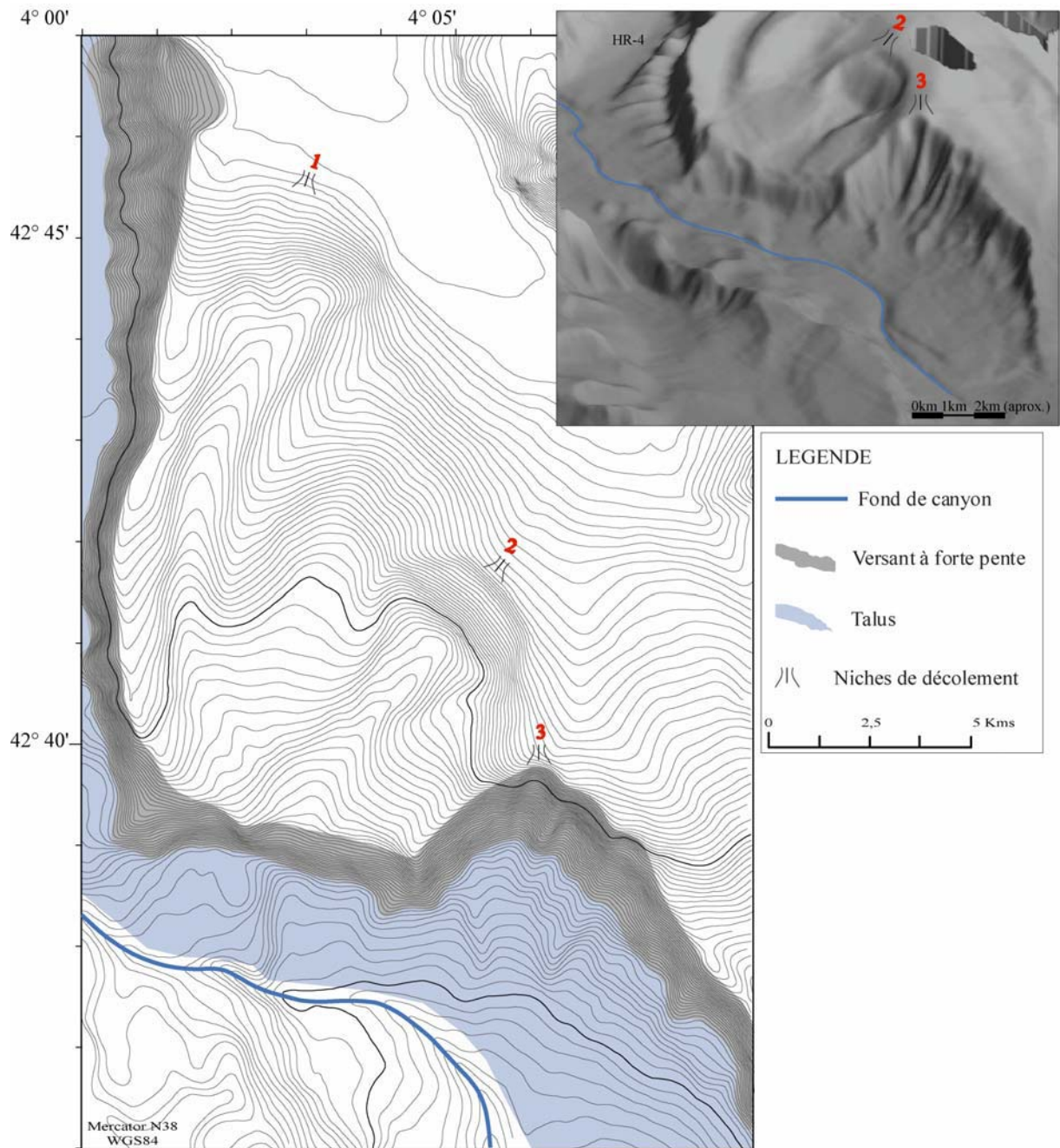


Figure IV-10 : Exemple de niches de décollement de glissement associées au flanc oriental du canyon de l'Hérault.

#### IV.1.11. Gorge de raccordement

Une gorge de raccordement correspond à l'élargissement d'un tronçon d'une vallée à la confluence d'une vallée principale par l'effet d'une érosion rétrogressive postérieure à la capture (Figure IV-11).

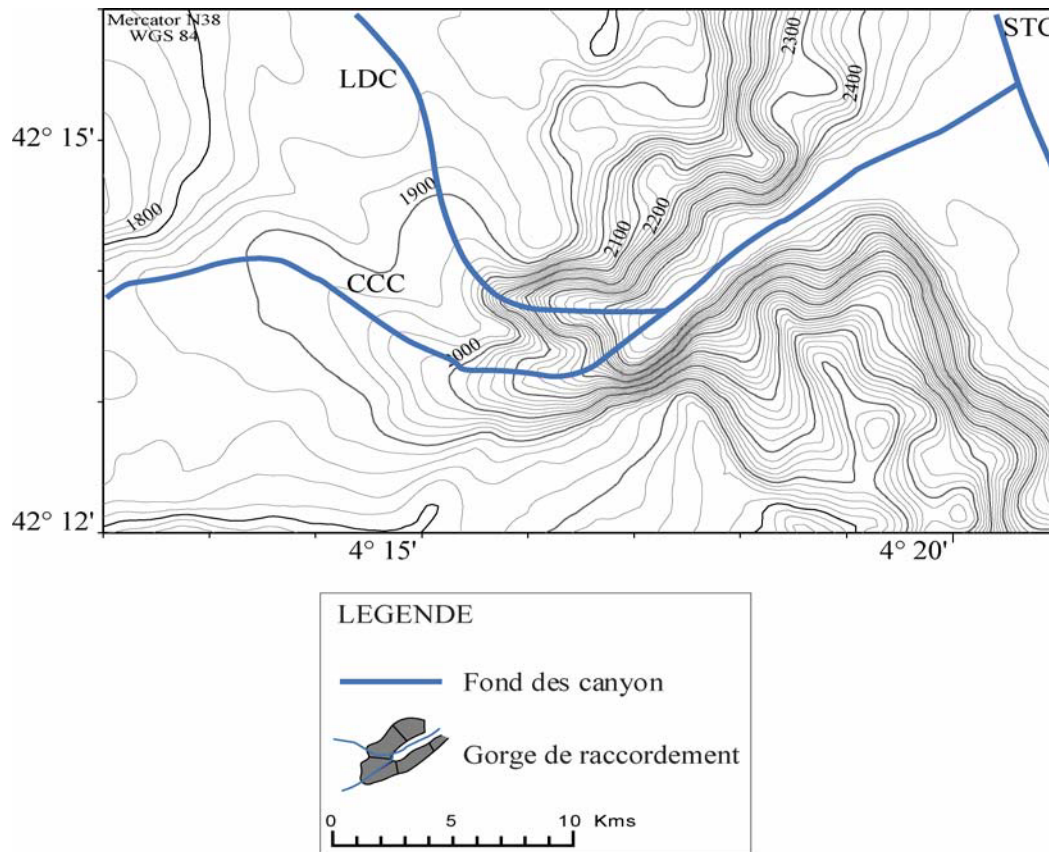


Figure IV-11: Exemple bathymétrique de gorge de raccordement à la capture des canyons Cap Creus (CCC) Lacaze-Duthiers (LDC) par le canyon de Sète (STC).

#### IV.1.12. “Pockmarks”

Un “*pockmark*” correspond à une dépression circulaire d’ordre métrique à kilométrique qui prend son origine du point d’échappement vertical de fluides à travers les couches sédimentaires. L’identification de ces structures dans la zone a été faite sur la bathymétrie (Figure IV-12) et sur des profils sismiques.

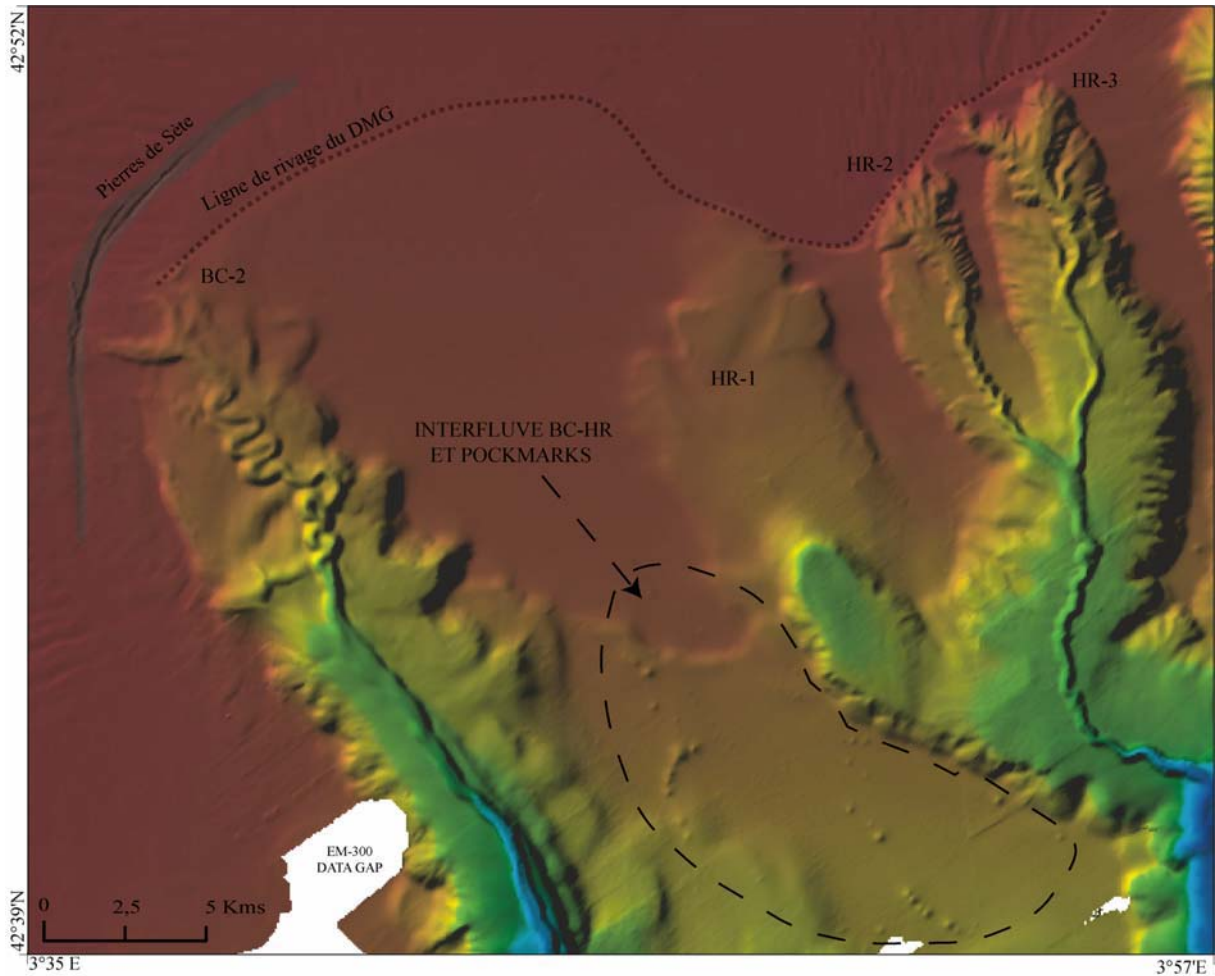


Figure IV-12 : Carte bathymétrique ombrée de l'interfluve Bc-Hr montrant la présence généralisée de "pockmarks" dans cette zone.

#### IV.1.13. Autres indicateurs morphologiques

##### IV.1.13.1. Valeurs de pente

Plusieurs cartes de pente -à plusieurs échelles- on aide à l'analyse de l'ensemble de la zone; pour le plateau et pour la pente, un exemple régional est présenté dans la Figure IV-13.



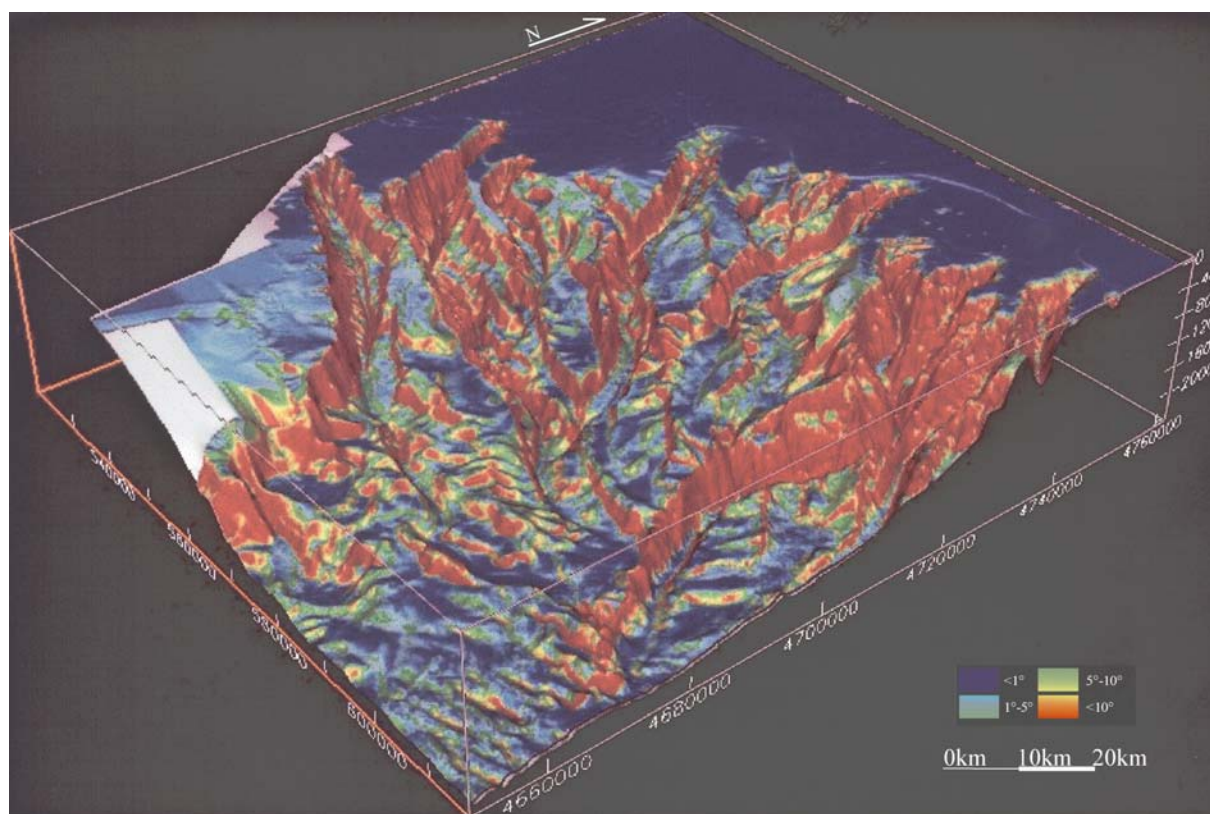


Figure IV-13: Vue 3-D d'une carte de pente de la zone d'étude. L'ensemble a été découpé pour réaliser des cartes à des échelles différentes en fonction des éléments analysés.

Cet ensemble d'éléments nous aidera à la lecture de la carte morpho-structurale de la plate-forme externe, de la pente continentale et du glacis du golfe de Lion occidental présenté sur la page suivante.



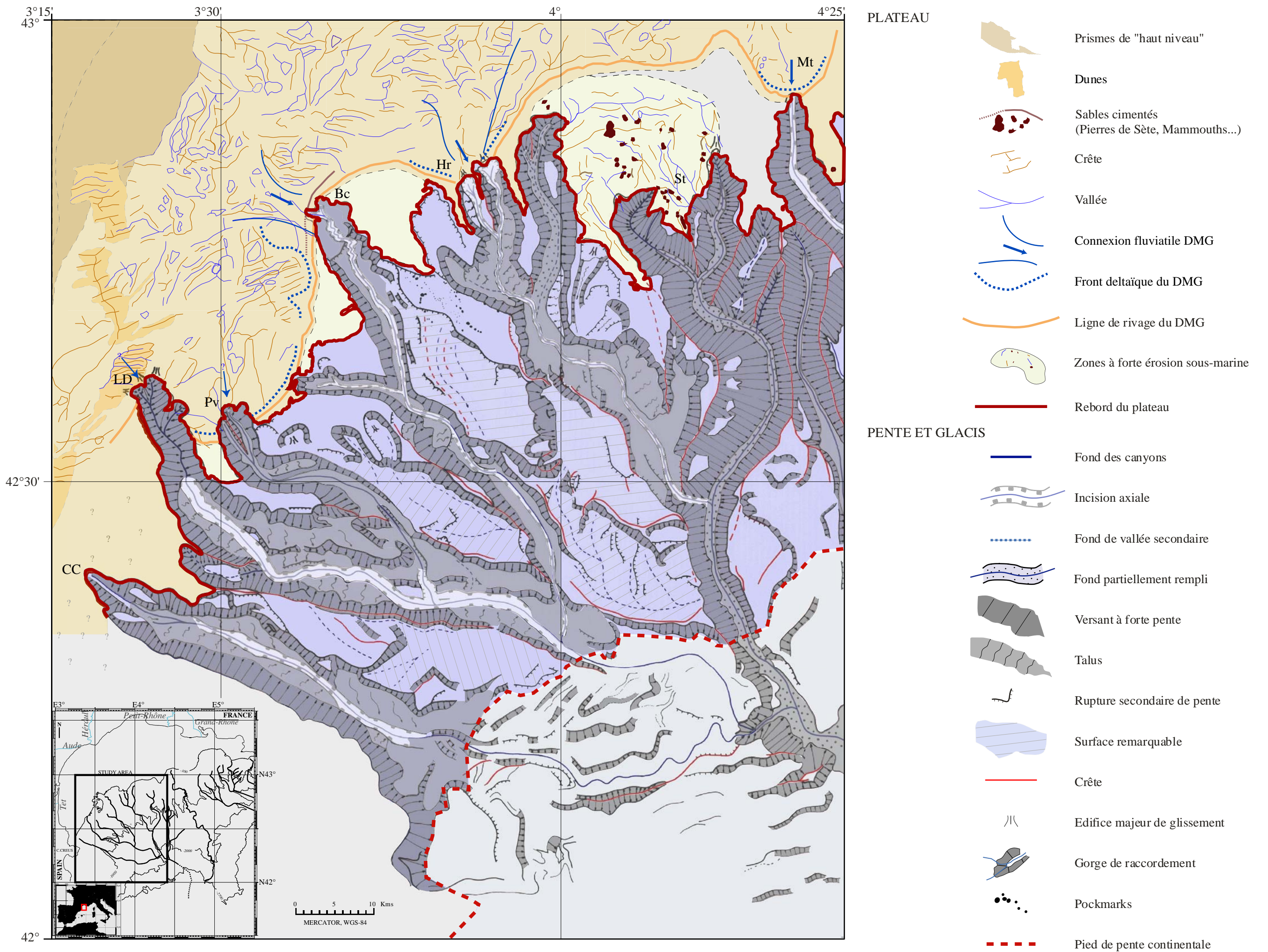


Figure IV-14: Carte morpho-structurale de la plateforme externe, pente continentale et glacis du golfe du Lion occidental.

## **IV.2. Analyse morpho-quantitative des canyons sous-marins du golfe du Lion**

L'analyse morpho-quantitative des canyons sous-marins du golfe du Lion a été réalisée à partir des données bathymétriques. La réalisation et l'analyse des cartes bathymétriques, les cartes de pentes et les coupes bathymétriques sont à la base de résultats présentés ici. Les cartes (bathymétriques et de pentes) ont été réalisées à l'aide du logiciel CARAIBES, les coupes bathymétriques ont été réalisées à l'aide de GMT (Generic Mapping Tools).

Le point de départ de l'étude morpho-quantitative des canyons a été la réalisation des coupes bathymétriques perpendiculaires à leur axe. On peut observer la distribution des coupes dans la Figure IV-15, telle qu'on l'a présentée dans le chapitre II (données et méthodes).



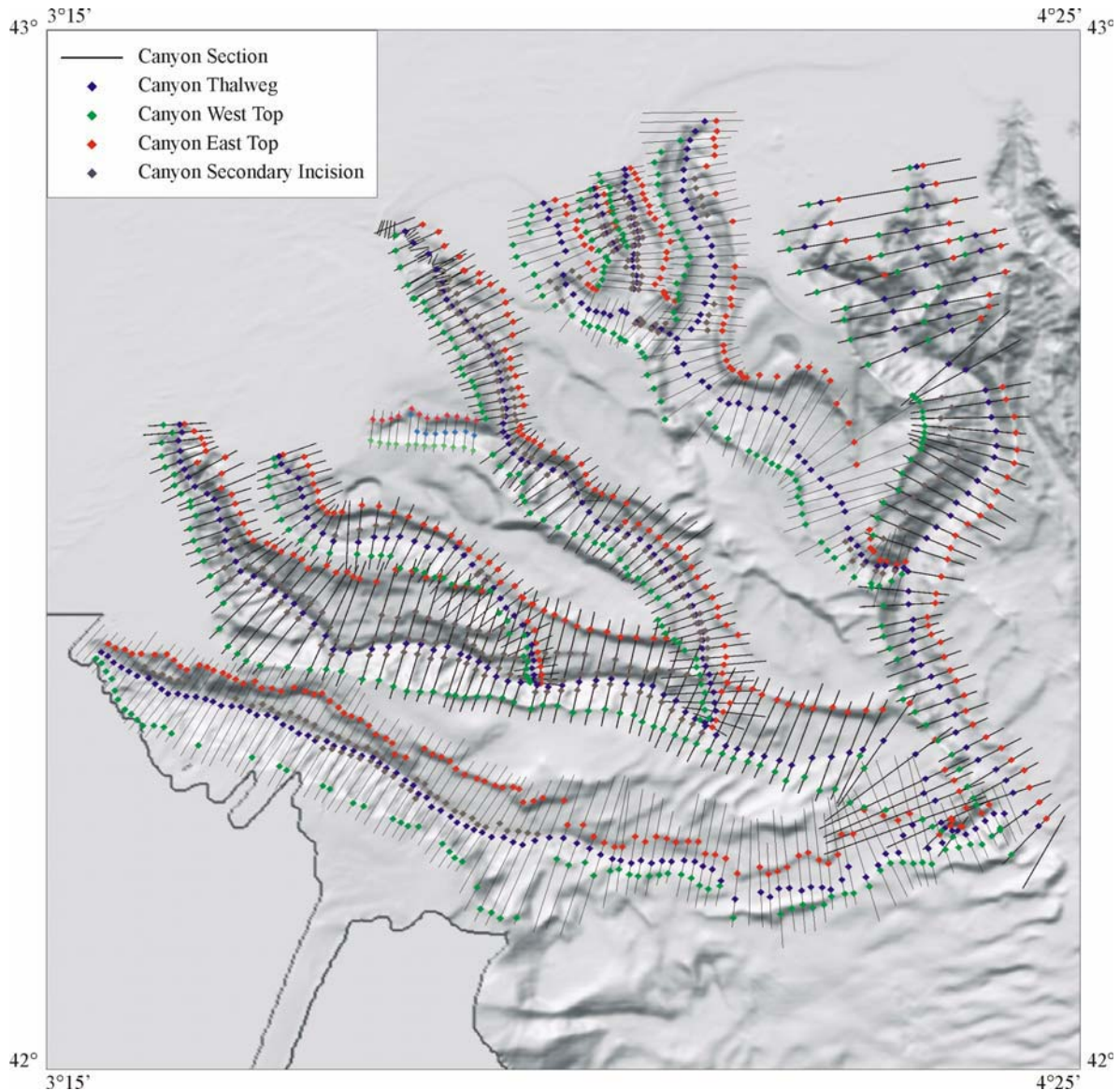


Figure IV-15 : Carte bathymétrique ombrée de la zone d'étude et position des coupes bathymétriques analysées pour l'obtention des profils longitudinaux.

Pour caractériser chaque canyon, on s'est basé sur trois paramètres fondamentaux : les profondeurs du fond et des deux flancs. A partir de ces trois valeurs, on a calculé les paramètres dérivés : hauteur du flanc oriental, hauteur du flanc occidental, hauteur moyenne des flancs, largeur de la vallée principale du canyon, rapport largeur/hauteur, pente du thalweg, pente longitudinale du flanc oriental, pente longitudinale du flanc occidental, pente transversale du flanc oriental, pente transversale du flanc occidental, longueur de la vallée, longueur du canyon, sinuosité et orientation du canyon. Les valeurs obtenues pour ces paramètres (fondamentaux et dérivés) vont nous permettre d'établir les profils longitudinaux. Ceux-ci nous permettront de caractériser et de décrire les canyons sous-marins et de discuter les processus sédimentaires mis en évidence pour cette analyse.



On fera ainsi une description systématique de chaque canyon tout en indiquant la rupture de pente des profils longitudinaux réalisés sur le fond et les flancs des canyons (voir chapitre IV-2). Les modifications brusques de la valeur de la pente peuvent être de caractère convexe ou concave (Figure IV-16) et sont fondamentales pour comprendre la dynamique de l'ensemble.

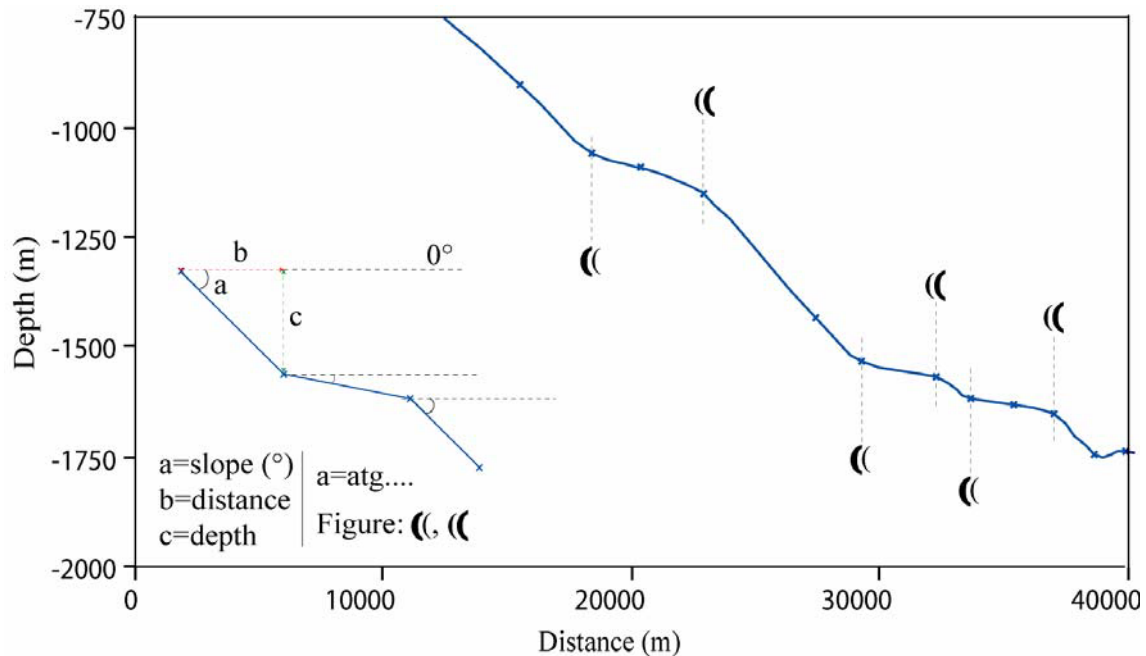


Figure IV-16 : Rupture de pente d'un profil longitudinaux et son figuré correspondant en fonction de son caractère convexe -(( ou concave -((-.

#### IV.2.1. Le canyon du Cap de Creus

Le canyon du Cap de Creus est le plus occidental de la zone d'étude. Son cours est de 106 Km et il a un indice de sinuosité de 1,16. Il présente une orientation moyenne de 120°.

##### a -fond du canyon-

Le profil longitudinal du fond du canyon met en évidence sept zones majeures (Figure IV-17).

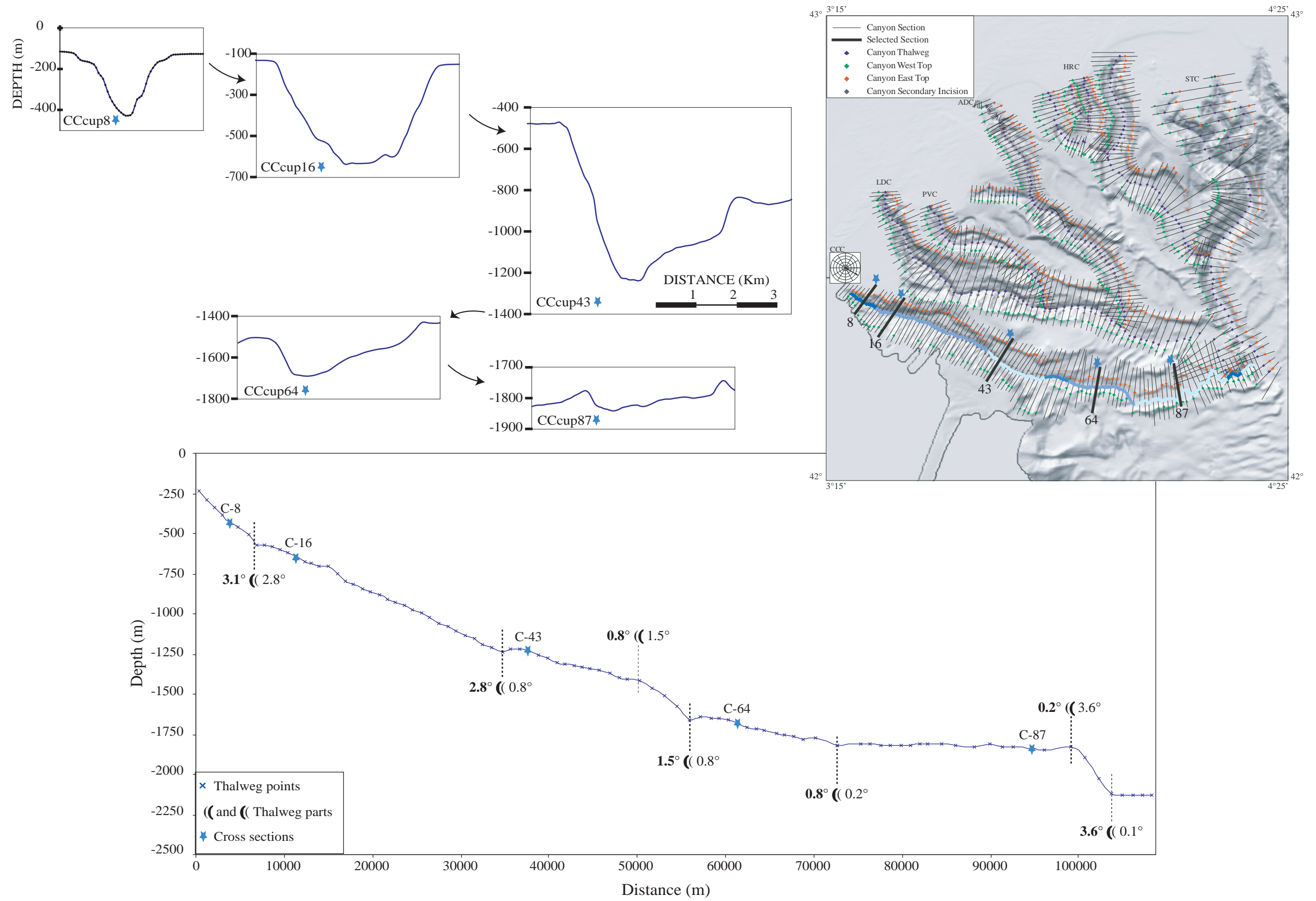


Figure IV-17: : Profil longitudinal du fond du canyon du Cap de Creus, segments identifiés et coupes bathymétriques sélectionnées.

- La première zone est située entre 232 et 574 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $3,1^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $1,9^\circ$  et  $4,7^\circ$ . C'est la zone de plus forte pente longitudinale ; elle correspond à la partie du fond qui érode la plate-forme externe.

- La deuxième zone est située entre 574 et 1241 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $2,8^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0,2^\circ$  et  $3,3^\circ$ . Cette zone correspond à la partie moyenne de la pente où de nombreux glissements sont observés.

- La troisième zone est située entre 1241 et 1423 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0,8^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0,04^\circ$  et  $1,6^\circ$ . Cette zone est caractérisée par le dépôt des glissements qui bouchent partiellement le fond de canyon.

- La quatrième zone est située entre 1423 et 1676 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $1,5^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0,3^\circ$  et  $3,6^\circ$ . Cette zone correspond au dénivelé créé par la tectonique salifère en bas de pente (Dos Reis, 2001). L'expression bathymétrique de cette tectonique est bien exprimée au niveau de l'interfluve CC-LD (Figure IV-9)

- La cinquième zone est située entre 1676 et 1830 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0,8^\circ$  et des valeurs extrêmes de  $0,2^\circ$  et  $1,8^\circ$ . La bathymétrie de ce tronçon est fortement conditionnée par la tectonique salifère ; c'est ce qui lui donne son caractère irrégulier. Cette zone est connectée avec la partie du canyon développée dans le glaciais (la sixième zone).

- Cette sixième zone est située entre 1830 et 1847 mètres de profondeur d'eau avec une pente moyenne de  $0,2^\circ$  et des valeurs extrêmes de  $0,01^\circ$  et  $0,6^\circ$ .

- La septième zone identifiée se développe entre 1847 et 2140 mètres de profondeur d'eau avec une pente moyenne de  $3,6^\circ$  et des valeurs extrêmes de  $2,5^\circ$  et  $4,3^\circ$ . Elle correspond à la zone où le canyon du Cap de Creus rejoint le canyon du Lacaze-Duthiers; l'ensemble est ensuite capturé par le canyon de Sète sous la forme de vallée perchée avec 300 mètres de saut.

#### **b -flanc occidental-**

L'analyse du profil longitudinal du flanc occidental du canyon du Cap de Creus met en évidence six zones majeures (Figure IV-18).

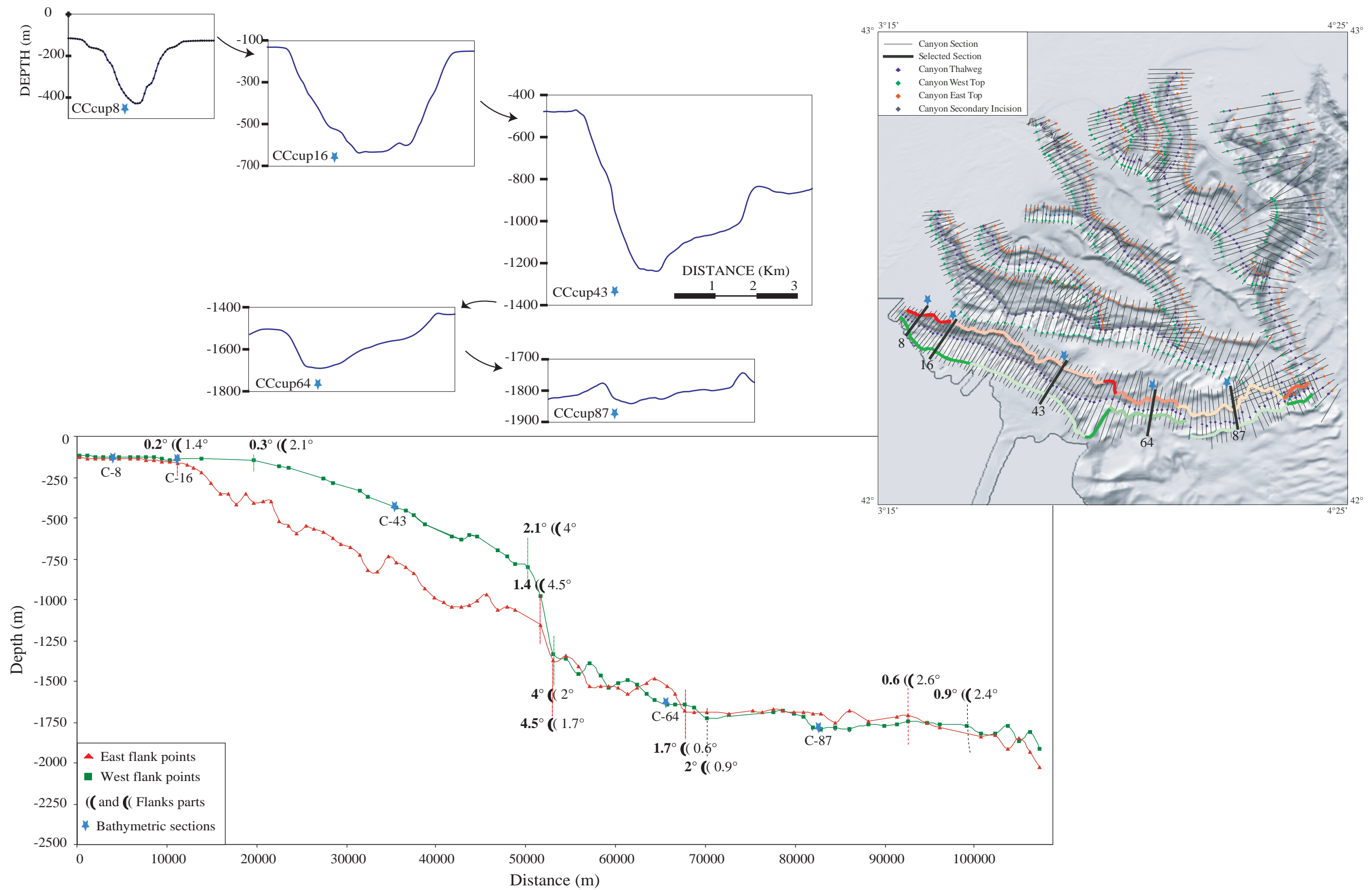


Figure IV-18: Profil longitudinal du flanc oriental et occidental du canyon du Cap de Creus, segments identifiés et coupes bathymétriques sélectionnées.

- La première zone est située entre 114 et 147 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0.2^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.01^\circ$  et  $0.8^\circ$ . Elle correspond au segment du flanc qui s'est développé dans la plate-forme.

- La deuxième zone est située entre 147 et 806 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $1.4^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $3.3^\circ$  et  $0.8^\circ$ . Cette zone correspond à la partie du flanc qui présente la densité maximale de "gullies" développés parallèlement à la ligne de plus forte pente.

- La troisième zone est située entre 806 et 1354 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $4.5^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $2.8^\circ$  et  $6.1^\circ$ . Cette zone correspond au premier rejet majeur de failles liées à la tectonique salifère.

- La quatrième zone est située entre 1354 et 1803 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $1.7^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.01^\circ$  à  $5^\circ$ . Le profil longitudinal de ce tronçon est fortement irrégulier : il est affecté par une famille de failles listriques liées à la tectonique salifère (Dos Reis, 2001). L'expression morphologique et sismique de ce système de failles est bien visible sur la Figure IV-18.

- La cinquième zone est située entre 1803 et 1797 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0.6^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.3^\circ$  et  $1.0^\circ$ . Cette zone correspond à la partie du flanc développée dans le glacis juste avant la capture par le canyon de Sète.

- La sixième zone est située entre 1797 et 1936 mètres de profondeur d'eau avec une pente moyenne de  $2.6^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.1^\circ$  à  $4.8^\circ$ . Elle correspond à la zone de capture. Le caractère perché du canyon est mal exprimé sur les flancs ; cela est dû à de nombreux glissements qui affectent cette partie du canyon.

**c- flanc oriental -**

L'analyse du profil longitudinal du flanc oriental du canyon du Cap de Creus met en évidence, comme pour le flanc occidental, six zones majeures.

- La première zone, correspondant à la tête du canyon se développe entre 126 et 157 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0.3^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.5^\circ$  et  $0.03^\circ$ , et correspond au segment du flanc qui entaille la plate-forme.

- La deuxième zone est située entre 157 et 1074 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $2.1^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.006^\circ$  et  $6^\circ$ . Cette zone est affectée par un grand nombre de glissements, fait qui explique l'irrégularité des valeurs de pente.

- La troisième zone est située entre 1074 et 1387 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $2.9^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $1.4^\circ$  et  $4.4^\circ$ . Cette zone correspond au premier rejet majeur de failles liées à la tectonique salifère.

- La quatrième zone est située entre 1387 et 1697 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $2^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.1^\circ$  et  $5.8^\circ$ . Le profil longitudinal de cette partie, fortement irrégulier, est affecté par une famille de failles listriques liées à la tectonique salifère (Dos Reis, 2001).

- La cinquième zone est située entre 1697 et 1808 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0.9^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.0003^\circ$  et  $3.6^\circ$ . Cette zone correspond à la partie du flanc développée dans le glaciaire juste avant la capture par le canyon de Sète.

- La sixième zone est située entre 1808 et 2056 mètres de profondeur d'eau avec une pente moyenne de  $4^\circ$ . Elle correspond à la zone de capture. De même que pour son équivalent du flanc occidental, le caractère perché du canyon est mal exprimé sur les flancs ; cela est dû à de nombreux glissements qui affectent cette partie du canyon.

L'évolution de la hauteur des deux flancs est présentée dans la Figure IV-19. Le canyon a une hauteur moyenne de 339 mètres pour le flanc occidental et de 279 mètres pour le flanc oriental. C'est à dire une hauteur moyenne de 309 mètres. La largeur moyenne est de 6405 mètres et la moyenne du rapport largeur/hauteur est égale à 30.



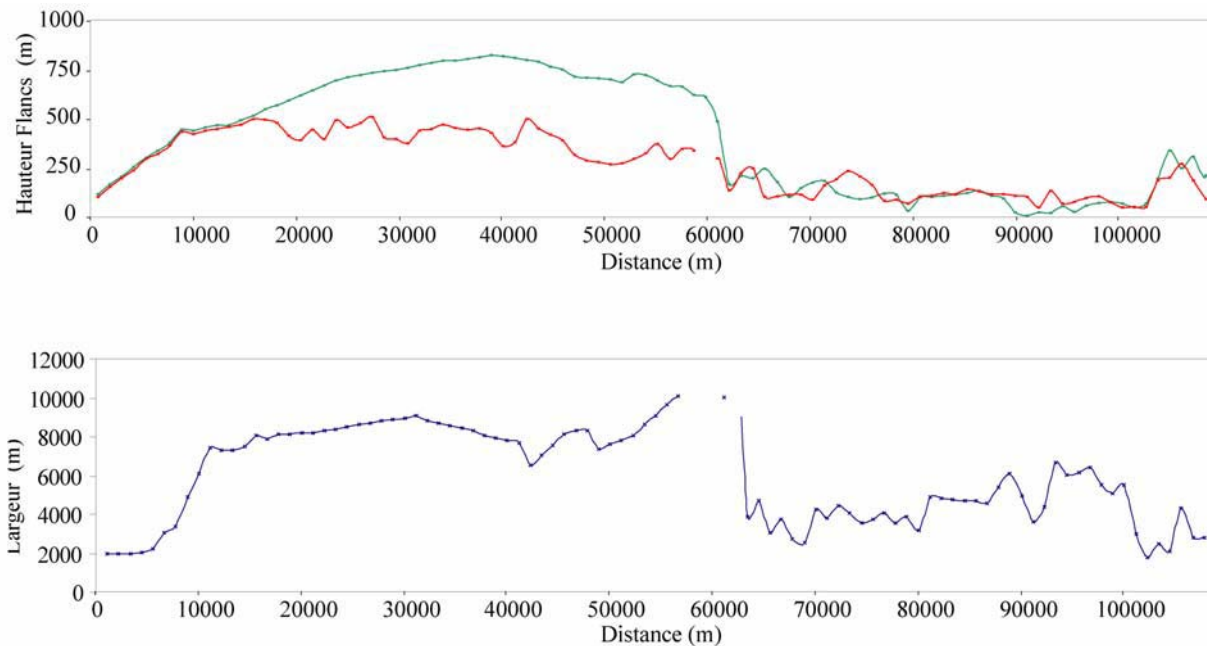


Figure IV-19 : Evolution de la hauteur des deux flancs et de la largeur de la vallée majeure du canyon du Cap de Creus.

Si on simplifie le profil longitudinal du fond et des flancs du canyon du Cap de Creus on peut dire que :

Le thalweg a deux tronçons majeurs. Un premier tronçon qui peut être assimilé à une équation linéaire à forte pente et un deuxième qui peut être assimilé à une équation exponentielle. Le premier tronçon correspond à la tête du canyon et le deuxième à la partie qui se développe jusqu'à la capture perchée, de 574 m à 1850 m. Le premier tronçon est bien assimilée par une équation linéaire et le deuxième présente une morphologie concave qui peut être assimilée à une fonction exponentielle. Le profil –comme on peut l'observer dans la description détaillée- présente des perturbations locales de son tracé, la plus remarquable correspondant au rejet majeur d'une des failles listriques que l'on trouve entre 1300 et 2400 m de profondeur.

Le profil longitudinal de deux flancs est constitué de trois segments majeurs. Le premier, qui correspond à la tête du canyon est caractérisé par la symétrie des murs. Le deuxième, qui arrive jusqu'au au rejet majeur des failles listriques, est caractérisé par une forte asymétrie des flancs. Le troisième, développé jusqu'à la capture perchée par le canyon de Sète, est –comme le premier- caractérisé par la symétrie des flancs et la progressive diminution de la hauteur des murs. La morphologie simplifiée des flancs s'assimile bien à une sigmoïde (distribution Gaussienne).

### **IV.2.2. Le canyon de Lacaze-Duthiers**

Le canyon du Lacaze-Duthiers a un azimut de 124°, une longueur de 105 km, une longueur de la vallée de 89 Km, et un indice de sinuosité de 1.18.

#### **a -fond du canyon-**

L'analyse du profil longitudinal du fond du canyon de Lacaze-Duthiers met en évidence sept zones majeures (Figure IV-20).

- La première zone est située entre 156 et 430 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 3.8° avec des valeurs extrêmes de 2.9° et 5.6°. C'est la zone de plus forte pente longitudinale ; elle correspond à la partie du fond qui érode la plate-forme externe.

- La deuxième zone est située entre 430 et 1078 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 1.4° avec des valeurs extrêmes de 0.5° et 3.1°. Cette zone correspond à la partie moyenne de la pente avec un profil très irrégulier –comme on peut l'observer dans l'intervalle des pentes- avec plusieurs marches d'escalier mineures.

- La troisième zone correspond au premier saut morphologique. Elle est située entre 1078 et 1151 mètres de profondeur d'eau et présente une pente moyenne de 2.6°.

- La quatrième zone est située entre 1151 et 1716 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 0.8° avec des valeurs extrêmes de 0.3° et 1.8°. Elle correspond à la dernière zone développée sur la pente. Cette zone présente un grand replat (0,3°) entre 1332 et 1351 mètres de profondeur d'eau qui correspond à la zone de capture du canyon Pruvot.

- La cinquième zone correspond à un grand saut bathymétrique (1.9°) développé entre 1716 et 1762 mètres de profondeur d'eau.

- La sixième zone –avec laquelle on rentre dans le glaciaire- est située entre 1762 et 1861 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 0.3° avec des valeurs extrêmes de 0.9° et 0.03°.

- La septième zone correspond à la jonction avec le canyon du Cap de Creus et la capture de l'ensemble par le canyon de Sète. Elle est située entre 1847 et 2140 mètres de profondeur d'eau et présente une pente moyenne de 3.6° avec des valeurs extrêmes de 2.5° et 4.3°. La capture est faite sous la forme de vallée perchée avec plus de 300 mètres de dénivelé.



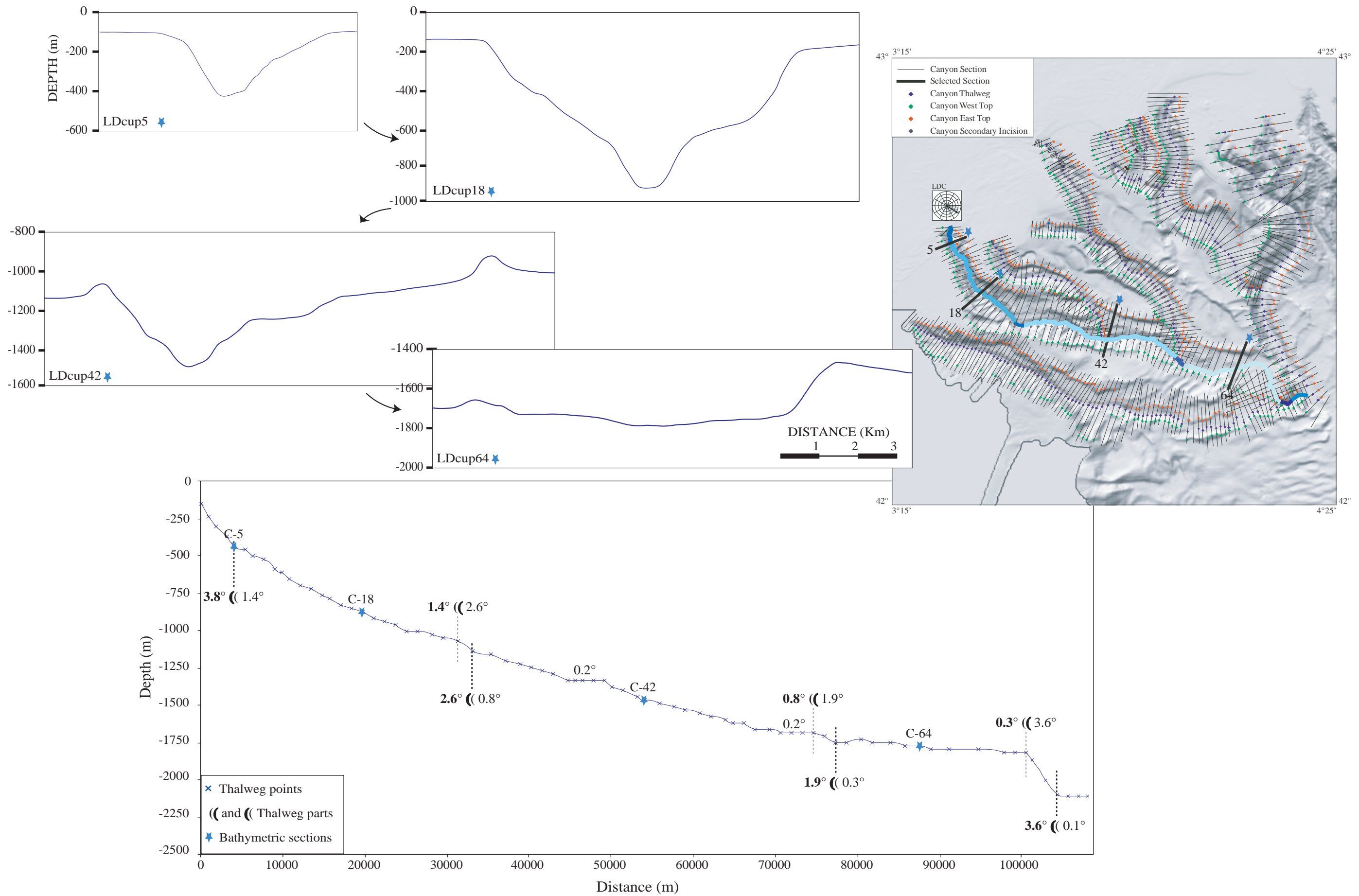


Figure IV-20: Profil longitudinal du fond du canyon Lacaze-Duthiers, segments identifiés et coupes bathymétriques sélectionnées.

**b -flanc occidental-**

L'analyse du profil longitudinal du flanc occidental du canyon du Lacaze-Duthiers met en évidence cinq zones majeures (Figure IV-21).

- La première zone, qui correspond à la tête du canyon, est située entre 94 et 179 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 0.5° avec des valeurs extrêmes de 0.06° et 1.1°. C'est la zone du canyon qui entaille la plate-forme (Figure IV-6).

- Le deuxième segment est développé entre 179 et 1301 mètres de profondeur d'eau. Il présente une pente moyenne de 1.7° avec des valeurs extrêmes de 0.8° et 3.3° et correspond à la première partie située sur la pente. La tendance linéaire de cette partie du canyon est perturbée par les nombreux glissements de masse, les deux majeurs étant localisés entre 935 et 1301 mètres de profondeur d'eau. Le mur dans ce tronçon du canyon est caractérisé par les nombreux " *gullies* " qui l'érodent.

- La troisième zone est située entre 1301 et 1779 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 1.5° avec des valeurs extrêmes de 0.3° et 5.4°. La forte variabilité des pentes dans ce segment s'explique par l'action de la tectonique salifère qui s'exprime à partir de 1300 mètres de profondeur d'eau.

- La quatrième zone est située entre 1779 et 1794 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 0.6° avec des valeurs extrêmes de 0.05° et 1.1° et correspond à la zone du canyon développée sur le glacier, juste avant la jonction avec le canyon du Cap de Creus et leur capture par le canyon de Sète.

- La cinquième zone est partagée avec le canyon du Cap de Creus. Elle correspond à un grand saut bathymétrique développé entre 1797 et 1936 m mètres de profondeur d'eau ; c'est la zone de capture perchée.

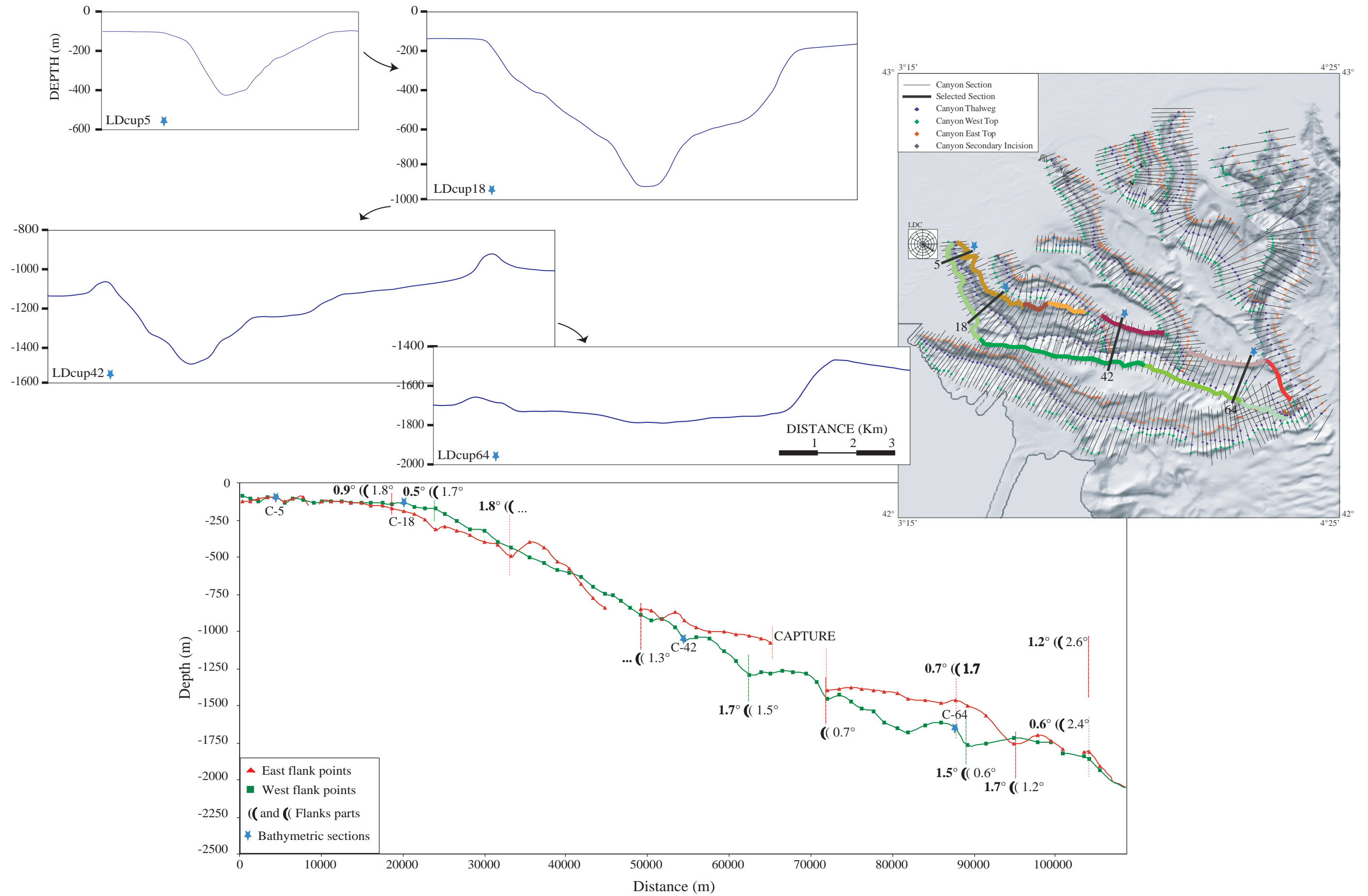


Figure IV-21: Profil longitudinal des flancs oriental et occidental du canyon du Lacaze-Duthiers, segments identifiés et coupes bathymétriques sélectionnées.

**c -flanc oriental-**

L'analyse du profil longitudinal du flanc oriental du canyon du Lacaze-Duthiers met en évidence neuf zones majeures (Figure IV-21).

- La première zone, qui correspond à la tête du canyon, est située entre 128 et 145 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0.9^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.05^\circ$  et  $3.9^\circ$ . C'est la zone du canyon qui entaille la plate-forme.

- La deuxième partie est située entre 145 et 500 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $1.8^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $1^\circ$  et  $3.1^\circ$ . C'est dans cette zone que le changement majeur de direction se produit.

- La troisième zone est située entre 500 et 849 mètres de profondeur d'eau. L'existence de nombreux glissements affectant ce segment fait que cette zone n'est pas bien caractérisée par une pente moyenne. Sur le profil longitudinal, les glissements sont mis en évidence par l'expression bathymétrique de leurs lopes d'arrachement en forme de "n".

- La quatrième zone est située entre 863 et 1087 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $1.3^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.01^\circ$  et  $2.7^\circ$  et correspond à la zone du canyon développée entre la capture du canyon Pruvot et le canyon de Bourcart.

- La cinquième zone correspond à un saut de 300 mètres créé par la capture (et le fonctionnement postérieur) du canyon Bourcart. L'importance de ce saut s'explique par la disparition de la limite supérieure du canyon, qui prend –après la capture- une marche inférieure comme limite supérieure.

- La sixième zone est située entre 1409 et 1472 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0.7^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.1^\circ$  et  $1.7^\circ$ . C'est une zone assez régulière qui contraste avec le caractère très perturbé du reste du canyon.

- La septième zone est située entre 1472 et 1763 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $1.7^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $1.3^\circ$  et  $2.2^\circ$ . Cette marche bathymétrique majeure correspond au début de l'atténuation du canyon.

- Le dernier segment –avant le parcours commun avec le canyon du Cap de Creus- est développé entre 1763 et 1802 mètres de profondeur d'eau. Cette zone présente une pente moyenne de  $1.2^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.4^\circ$  et  $2^\circ$ .

- La zone commune avec le canyon du Cap de Creus se développe à partir de 1808 mètres de profondeur d'eau jusqu'à la capture par le canyon de Sète.

Le canyon du Lacaze-Duthiers présente une hauteur moyenne du flanc ouest de 407 mètres, une hauteur moyenne du flanc est de 435 mètres et une largeur moyenne de 8134 mètres. Cela fait un rapport largeur/hauteur de 27.

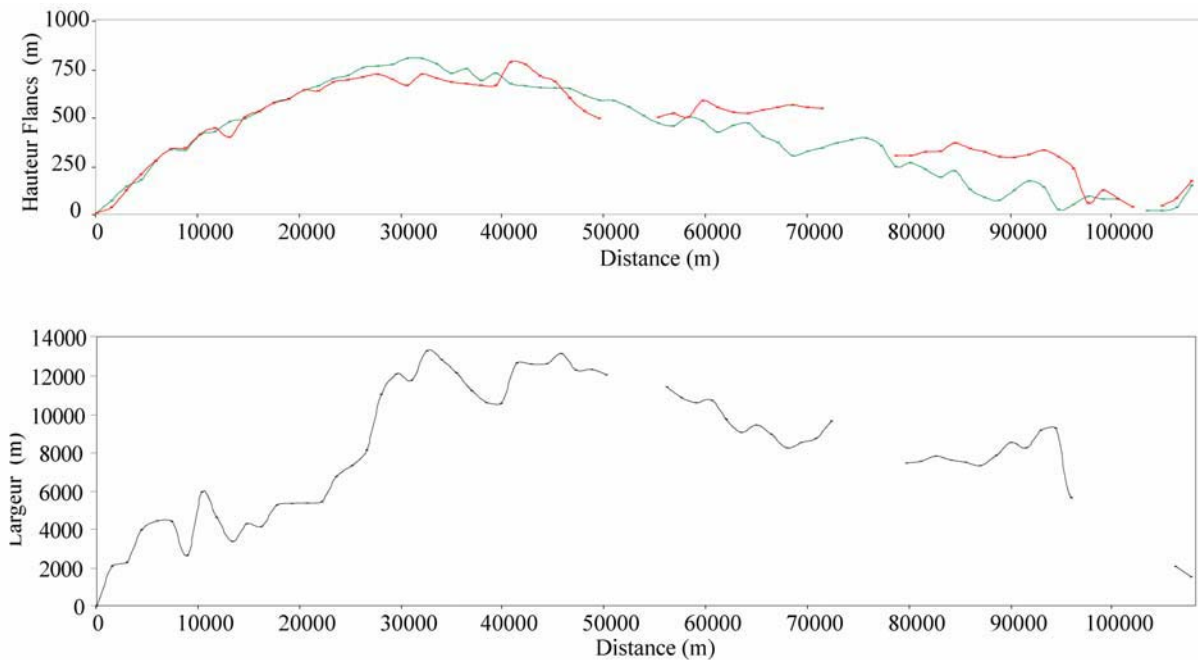


Figure IV-22 : Evolution de la hauteur des deux flancs et de la largeur de la vallée majeure du canyon de Lacaze-Duthiers.

Si on synthétise les informations données par l'étude du profil longitudinal du fond et des flancs du canyon du Lacaze-Duthiers, on peut dire que :

Le thalweg présente deux zones principales : la première correspond à la tête du canyon, la deuxième au reste depuis 430 mètres de profondeur d'eau jusqu'à la capture perchée à 1850 mètres. De même que pour le canyon du Cap de Creus, la première zone présente une ligne droite bien assimilée à une équation linéaire. La deuxième zone présente une tendance concave complexe qui a été décrite par des fonctions exponentielles (une pour chaque tronçon). Le profil de la deuxième zone montre trois marches en escalier. Chaque marche a des zones de capture avec les canyons qui convergent sur celle-ci : la première est la capture de la branche secondaire, la deuxième est la capture du canyon Pruvot et la troisième est la capture du canyon Bourcart.

Les flancs du canyon présentent deux zones majeures définies par la relation entre elles. La première, localisée à la tête est caractérisée par une forte symétrie. La deuxième, localisée de sa continuation jusqu'à la convergence avec le canyon du Cap de Creus, est caractérisée par son asymétrie. La tendance générale des flancs correspond à une sigmoïde;

cette courbe est la plus commune dans les pentes de différentes marges du globe, une distribution gaussienne correspond bien à cette morphologie (Adams and Schlager, 2000). La sigmoïde qui décrit ces flancs parait perturbée par des accidents locaux tels que glissements ou phénomènes de capture.

### **IV.2.3. Le canyon Pruvot**

Le canyon Pruvot a un azimut de 136°, une longueur de 42 km, un longueur de vallée de 36 km, et présente un indice de sinuosité de 1.16 .

#### **a -fond du canyon-**

L'analyse du profil longitudinal du fond du canyon Pruvot met en évidence six zones majeures (Figure IV-23).

- La première zone est située entre 124 et 226 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente de 6.4°. C'est la zone de plus forte pente longitudinale ; elle correspond à la partie du fond qui entaille la plate-forme externe.

- La deuxième zone est située entre 226 et 459 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 3° avec des valeurs extrêmes de 2.7° et 3.6° et correspond encore à la partie de la tête du canyon qui entaille la plate-forme.

- La troisième zone est située entre 459 et 881 mètres de profondeur d'eau, et correspond à une zone très lisse avec une légère courbe. Elle présente une pente moyenne de 1.1° avec des valeurs extrêmes de 0.6° et 2.2°.

- La quatrième zone correspond à la première grande marche bathymétrique. Elle est située entre 881 et 949 mètres de profondeur d'eau et présente une pente de 3.4°.

- La cinquième zone correspond à la dernière zone avant la capture. Elle est située entre 949 et 1153 mètres de profondeur d'eau et présente une pente moyenne de 1.1° avec des valeurs extrêmes de 0.6° et 2.2°.

- La sixième zone est située entre 1153 et 1446 mètres de profondeur d'eau. C'est la zone de capture par le canyon du Lacaze-Duthiers, ce qui lui donne son caractère fortement perturbé. Elle présente une pente moyenne de 3° avec des valeurs extrêmes de 6° et 1.2°.



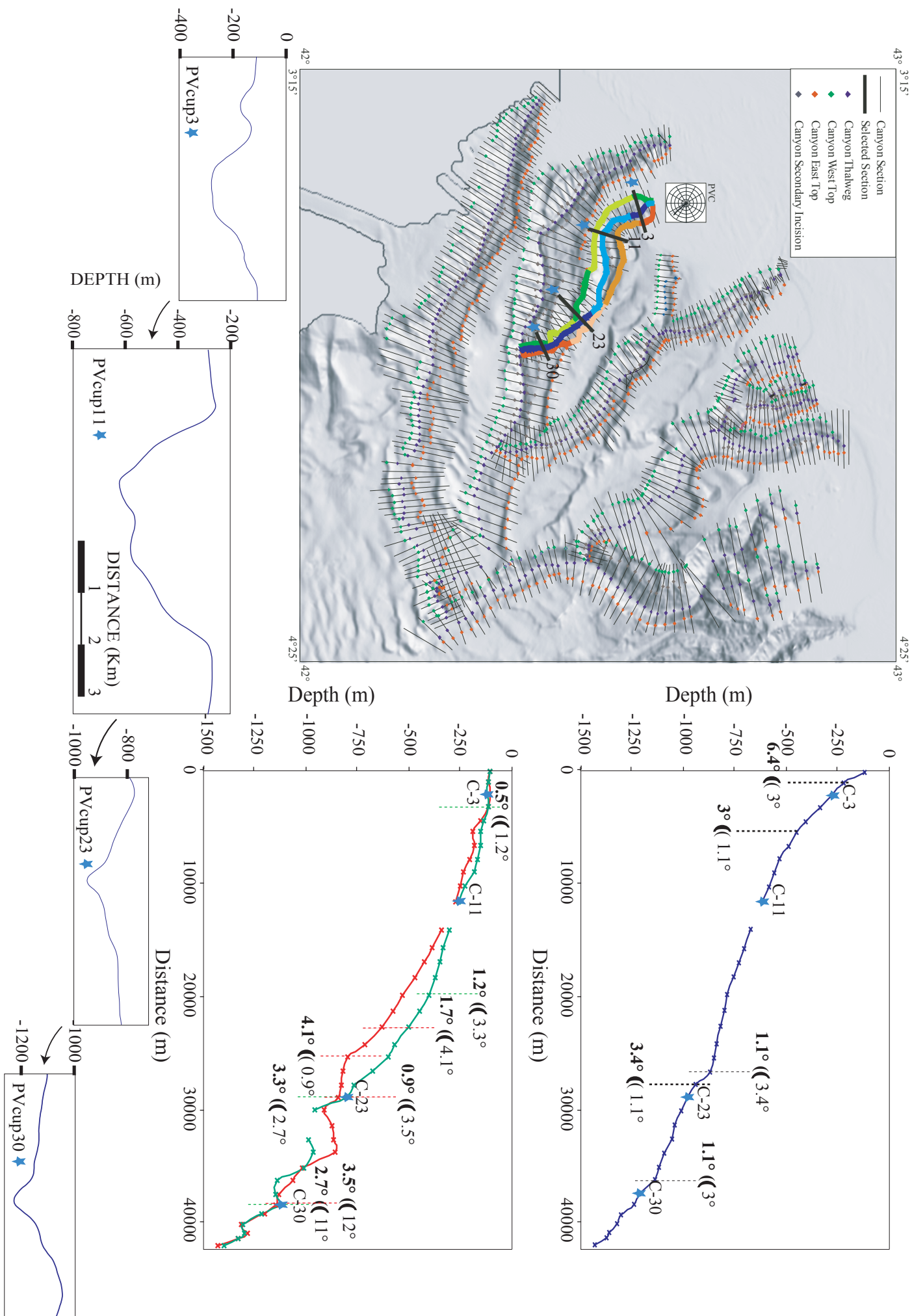


Fig. IV-23: Profil longitudinal du fond, du flanc oriental et du flanc occidental du canyon Pruvot, segments identifiés et coupes bathymétriques sélectionnées.



**b -flanc occidental-**

L'analyse du profil longitudinal du flanc occidental du canyon Pruvot met en évidence six zones majeures (Figure IV-23).

- La première zone, qui correspond à la tête du canyon, est située entre 110 et 185 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0.5^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $1^\circ$  et  $0.1^\circ$ . Elle correspond à la zone de tête du canyon qui entaille la plate-forme.

- Le deuxième segment est localisé entre 185 et 404 mètres de profondeur d'eau. Il présente une pente moyenne de  $1.2^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $1.5^\circ$  et  $0.9^\circ$ , et correspond à la première partie développée sur la pente.

- La troisième zone est située entre 404 et 966 mètres de profondeur d'eau, et présente une pente moyenne de  $3.3^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $6.9^\circ$  et  $1.6^\circ$ .

- La quatrième zone est située entre 966 et 1311 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $2.7^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.3^\circ$  et  $7.7^\circ$ . Elle correspond à la zone du canyon développée juste après la capture par le canyon de Lacaze-Duthiers.

- La cinquième zone correspond à la zone de capture, et est située entre 1311 et 1340 mètres de profondeur d'eau avec une pente de  $11^\circ$ .

**c -flanc oriental-**

L'analyse du profil longitudinal du flanc oriental du canyon Pruvot met en évidence six zones majeures (Figure IV-23).

- La première zone, qui correspond à la tête du canyon, est située entre 109 et 111 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0.1^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $1^\circ$  et  $0.04^\circ$ . C'est la zone du canyon qui entaille la plate-forme.

- Le deuxième tronçon est développé entre 111 et 663 mètres de profondeur d'eau, et présente une pente moyenne de  $1.7^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.4^\circ$  et  $2.6^\circ$ .

- La troisième zone est située entre 633 et 805 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $4.1^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $4.1^\circ$  et  $4.2^\circ$ , et correspond à la première grande marche bathymétrique avant la capture par le canyon de Lacaze.

- La quatrième zone est située entre 805 et 868 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0.9^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $2.7^\circ$  à  $0.2^\circ$ .

- La cinquième zone est située entre 868 et 1296 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $3.5^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.8^\circ$  et  $7.9^\circ$ .

- La sixième zone est située entre 1296 et 1338 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente de  $12.8^\circ$  et correspond à la dernière zone affectée par la capture du canyon de Lacaze.

Le canyon Pruvot présente une hauteur moyenne du flanc ouest de 236 mètres, une hauteur moyenne du flanc est de 181 mètres et une largeur moyenne de 3369 mètres, ce qui fait un rapport largeur/ hauteur de 22.

Si on synthétise les informations données par l'étude du profil longitudinal du fond et des flancs du canyon Pruvot, on peut dire que :

La thalweg et les flancs présentent deux zones majeures. La première correspond au développement du canyon entre la bordure de la plate-forme et la pente. La deuxième correspond à la partie fortement conditionnée par la présence de la vallée majeure du canyon de Lacaze : une morphologie en marches d'escalier caractérise cette partie du canyon.

La première zone du thalweg peut être divisée en deux : une première partie correspondant à la partie supérieure de la tête et une deuxième partie se développant entre 226 et 881 mètres de profondeur d'eau. La première partie peut être assimilée à une équation linéaire et la morphologie de la deuxième zone, avec une disposition convexe, peut être elle assimilée à une fonction exponentielle. La deuxième zone est en connexion directe avec la zone perturbée par la présence du canyon de Lacaze.

Les flancs du canyon présentent deux zones majeures. La première, localisée au niveau de la tête, est caractérisée par une forte symétrie. La deuxième continue ensuite jusqu'à rencontrer la vallée majeure du canyon de Lacaze. La morphologie lisse des murs du canyon correspond, comme dans la reste des canyons étudiés, à une courbe sigmoïde. L'évolution de la hauteur des deux flancs et de la largeur de la vallée majeure est présentée dans la figure IV-24.

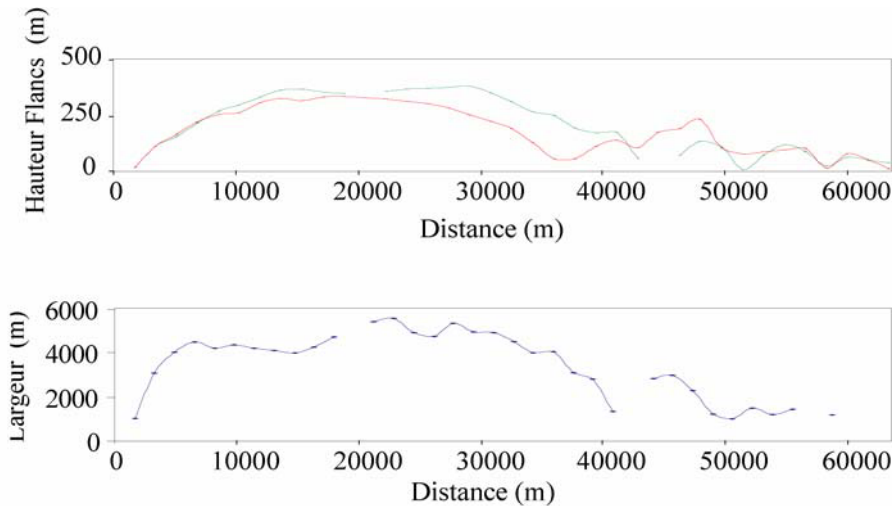


Figure IV-24 : Evolution de la hauteur des deux flancs et de la largeur de la vallée majeure du canyon Pruvot.

#### IV.2.4. Le canyon Bourcart

Le canyon Bourcart (aussi appelé canyon de l'Aude) présente une branche secondaire et une branche principale. Le bras principal a un azimut de  $150^\circ$ , une longueur de 68 km, une longueur de vallée de 62 km et un indice de sinuosité de 1.09.

##### a -fond du canyon-

L'analyse du profil longitudinal du fond du canyon du Bourcart met en évidence cinq zones majeures (Figure IV-25).

- La première zone est localisée entre 110 et 292 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente de  $1.4^\circ$ .
- La deuxième zone est située entre 292 et 414 mètres de profondeur d'eau, avec une pente de  $3.7^\circ$  correspondant à la première marche bathymétrique du fond du canyon.
- La troisième zone est située entre 414 et 1231 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $1.2^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.02^\circ$  et  $2.8^\circ$ . Dans cette partie, on retrouve la convergence des deux branches sans pour autant observer une rupture de pente particulièrement importante.
- La quatrième zone est située entre 1231 et 1395 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0.6^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.4^\circ$  et  $1^\circ$ , et correspond à la dernière zone avant la capture par le canyon de Lacaze.
- La cinquième et dernière zone présente une bathymétrie en marches d'escalier conditionnée par la présence du flanc NE du canyon Lacaze. Elle présente une pente moyenne de  $1.6^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.1^\circ$  et  $3.2^\circ$ .

**b -flanc occidental-**

L'analyse du profil longitudinal du flanc occidental du canyon du Bourcart met en évidence quatre zones majeures (Figure IV-25).

- La première zone, qui correspond à la tête du canyon, est située entre 137 et 164 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0.3^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.1^\circ$  et  $0.9^\circ$ , et correspond à la zone du canyon qui entaille la plate-forme.

- Le deuxième tronçon est développé entre 164 et 837 mètres de profondeur d'eau, et correspond à un segment avec de petites irrégularités qui, malgré une forte rugosité, peut être assimilable à une droite d'équation :  $R^2=0.96$ - ( $y=-0.0186x+82.838$ ). Cette irrégularité est due à de nombreux glissements et, entre 837 et 1418 mètres, à la capture de la première branche du canyon.

- La troisième zone est située entre 837 et 1418 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $3.2^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.5^\circ$  et  $5.7^\circ$ . Le glissement qui affecte cette zone à partir de 1134 mètres et à la fin du tronçon est très remarquable.

- La quatrième zone est située entre 1418 et 1490 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $2.5^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.7^\circ$  et  $5^\circ$ . Elle correspond à la zone de capture par le canyon Lacaze.

**c -flanc oriental-**

L'analyse du profil longitudinal du flanc oriental du canyon Bourcart met en évidence sept zones majeures (Figure IV-25).

- La première zone, qui correspond à la tête du canyon, est située entre 159 et 179 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0.3^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.02^\circ$  et  $0.5^\circ$ . C'est la zone du canyon qui entaille la plate-forme.

- La deuxième partie est située entre 179 et 249 mètres de profondeur d'eau, et présente une pente moyenne de  $1.1^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.7^\circ$  et  $1.4^\circ$ . Elle correspond à une petite rampe avec laquelle commence la pente.

- La troisième zone est située entre 249 et 418 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente de  $2.9^\circ$  et correspond au premier saut bathymétrique de ce flanc.

- La quatrième zone est située entre 418 et 832 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $1.2^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $3.6^\circ$  et  $0.3^\circ$ .

- La cinquième et dernière zone se développée à partir de 832 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 3.2° comme pour le flanc opposé, est caractérisée par la présence de nombreuses marches d'escalier.

La branche principale du canyon Bourcart présente une hauteur moyenne du flanc Ouest de 361 mètres, une hauteur moyenne du flanc Est de 269 mètres -ce qui fait une hauteur moyenne de 315 mètres- et une largeur moyenne de 4685 mètres ; cela donne un rapport largeur/ hauteur de 22.

Si on synthétise les informations données par l'étude du profil longitudinal du fond et des flancs du canyon Bourcart, on peut dire que :

La thalweg présente quatre zones principales : les deux premières correspondent à la tête du canyon montrant une spectaculaire trace méandriforme ; la troisième se développe entre 414 et 1395 mètres de profondeur d'eau ; la quatrième zone correspond à la partie du canyon affectée par la présence du flanc NE du canyon de Lacaze correspondant à la zone de capture. La première, deuxième et quatrième zone peuvent être représentées par une droite assimilable à une équation linéaire, la troisième zone présente une tendance concave vers le haut qui peut être décrite par une fonction exponentielle.

Les différents tronçons des flancs peuvent être regroupés en trois zones majeures: la première, localisée à la tête, est caractérisée par une forte symétrie ; la deuxième, localisée ensuite jusqu'à la zone de capture par le canyon Lacaze, est caractérisée par son asymétrie ; la troisième zone est située dans la zone de capture et est caractérisée par la récupération de la symétrie. La tendance générale des flancs correspond à une courbe sigmoïde.

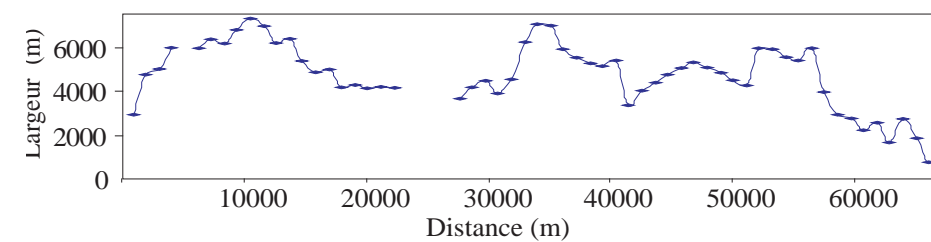
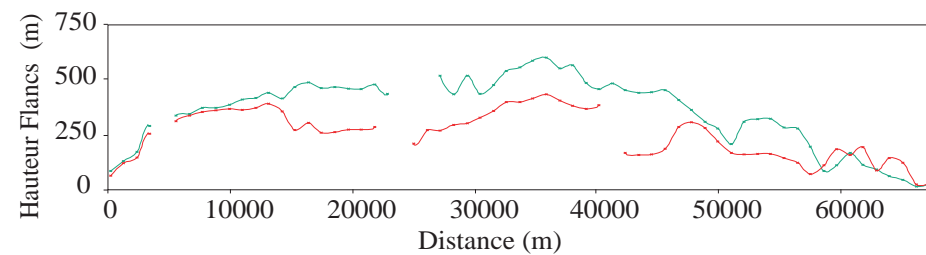
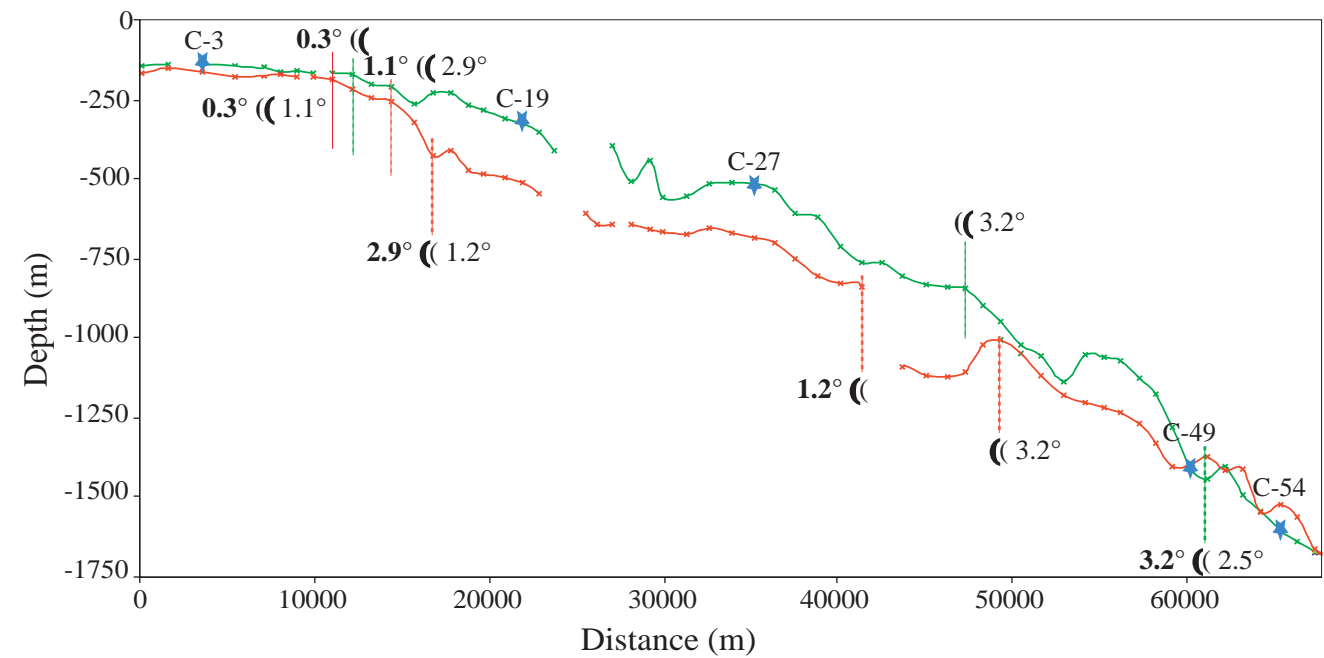
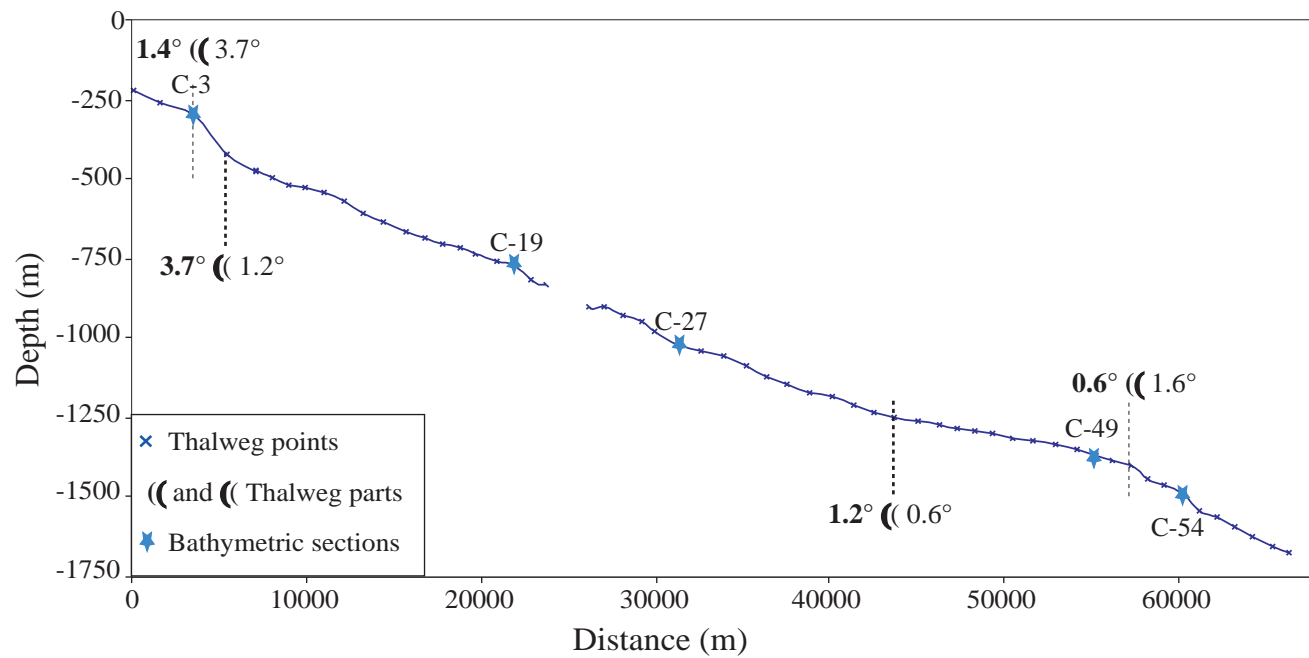
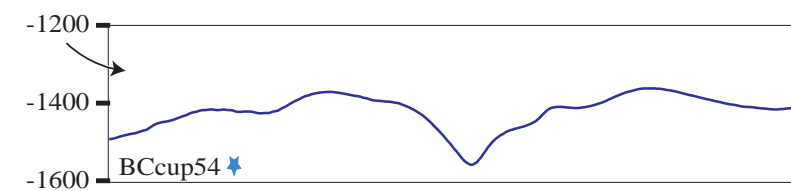
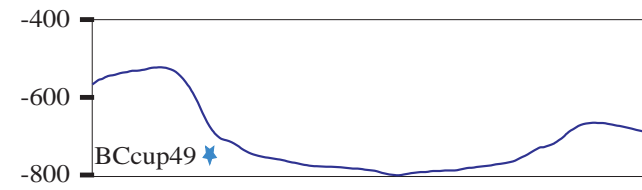
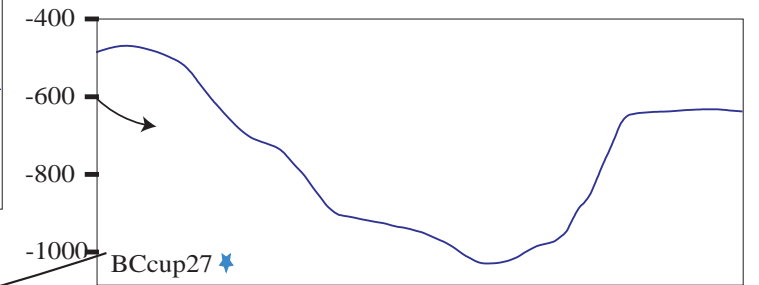
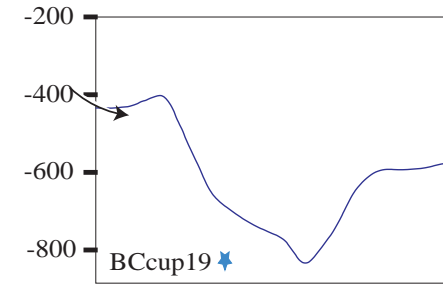
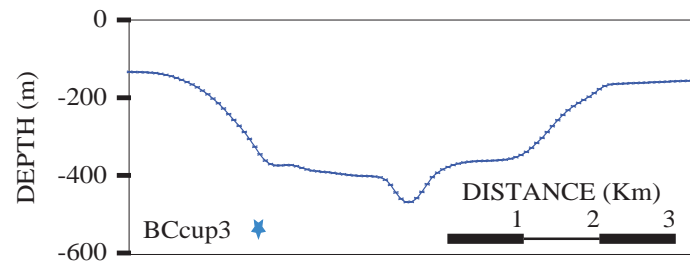
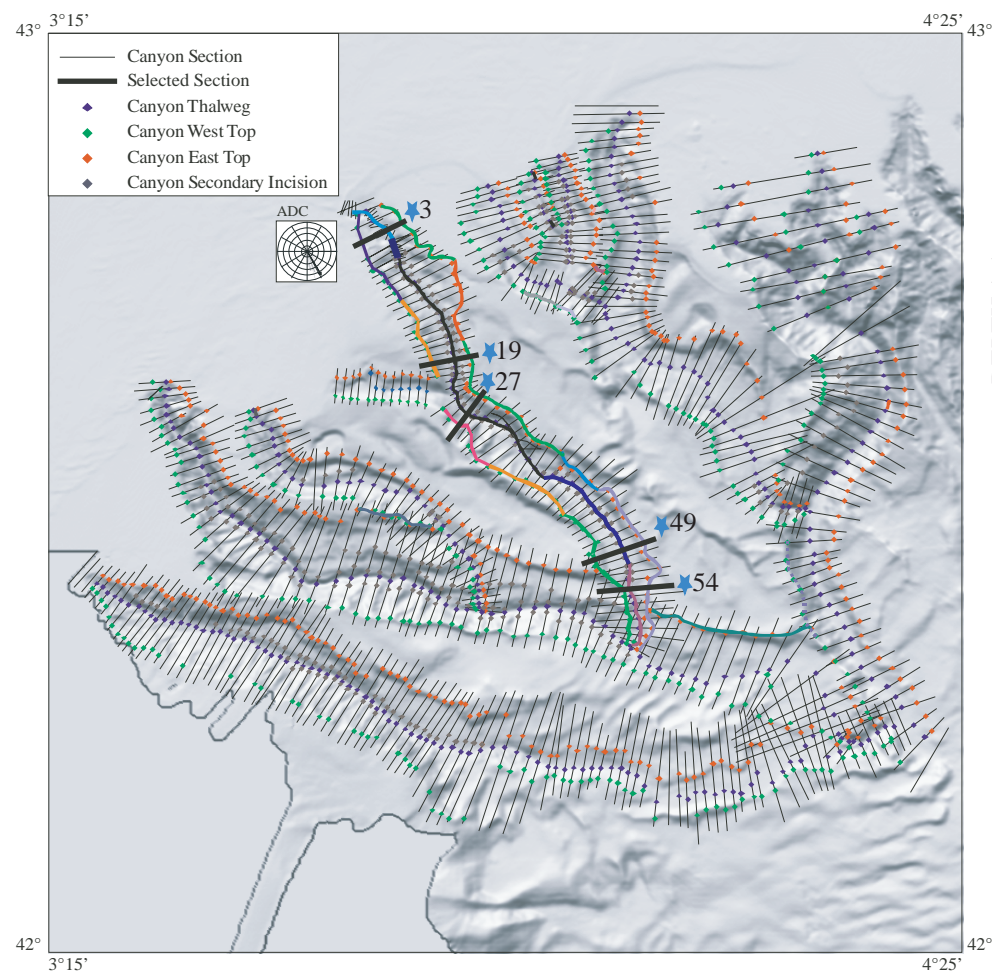


FIGURE IV-25: Profils longitudinaux du fond, flanc oriental et flanc occidental du canyon Bourcart. Segments identifiés, coupes bathymétriques et évolution de la hauteur des deux flancs et de la largeur du canyon.

#### IV.2.5. Le canyon de l'Hérault

Le canyon Hérault présente quatre branches numérotées de 1 à 4, d'Ouest en Est.

**La première branche** correspond à une branche partiellement remplie en sa partie supérieure et glissante en sa partie inférieure à partir d'une profondeur du thalweg de 263 mètres. Ce glissement est mis en évidence par le profil longitudinal du thalweg et est présent jusqu'à la capture par les branches 2 et 3 à 603 mètres de profondeur d'eau.

**La deuxième branche** a une longueur de 7.2 km et une largeur moyenne de 2430 mètres. Le profil longitudinal du thalweg présente trois zones bien définies:

- La première zone est située entre 110 et 206 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente de  $4.7^\circ$  et correspond au système de drainage de la tête de canyon.
- La deuxième zone est développée entre 206 et 361 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $1.5^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $2^\circ$  et  $1.2^\circ$ .
- La troisième zone est située entre 361 et 420 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente de  $4.5^\circ$ , et est le saut bathymétrique correspondant à la capture par la troisième branche du canyon.

Les deux flancs présentent deux zones chacun.

- La première zone s'est développée de part et d'autre du canyon à la limite de la plate-forme avec : 166 mètres de profondeur d'eau pour le flanc occidental et 153 mètres de profondeur d'eau pour le flanc oriental. Les deux flancs présentent une pente moyenne de  $0.5^\circ$  en cette première partie du canyon, c'est à dire la partie qui entaille la plate-forme.
- La deuxième zone correspond à la marche bathymétrique avant la capture par la troisième branche. Elle présente une pente de  $1.2^\circ$  dans le flanc Ouest et une pente de  $2.9^\circ$  pour le flanc Est.

**La troisième branche** de l'Hérault a une longueur de 23 km, une largeur moyenne de 4545 mètres et un azimut de 158.

#### **a -fond du canyon-**

L'analyse du profil longitudinal du fond du canyon de l'Hérault met en évidence cinq zones majeures.



- La première zone est située entre 110 et 284 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente de 4.6° et correspond au système de drainage de cette tête, système équivalent à celui observé dans la deuxième branche.

- La deuxième zone est située entre 284 et 471 mètres de profondeur d'eau, avec une pente de 1.3° avec des valeurs extrêmes de 0.5° et 1.8°.

- La troisième zone est située entre 471 et 496 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente de 2.2° et correspond à la capture de la deuxième branche du canyon.

- La quatrième zone est située entre 496 et 603 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 0.7° avec des valeurs extrêmes de 0.1° et 1.3°.

- La cinquième et dernière zone est clairement affectée par la capture de la quatrième branche. Elle est située entre 603 et 762 mètres de profondeur d'eau et présente une pente de 3.1° dans des valeurs extrêmes de 2.7° et 3.8°.

L'analyse du profil longitudinal du flanc occidental de la troisième branche du canyon Hérault met en évidence deux zones majeures. La première est située entre 110 et 195 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 0.9° avec des valeurs extrêmes de 1.8° à 0.1°. La deuxième zone est située entre 195 et 370 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 3.3° avec des valeurs extrêmes de 4.7° et 1.8°. Elle correspond à une marche antérieure à la disparition du flanc Ouest par la capture de la deuxième branche du canyon.

#### **b -flanc occidental-**

L'analyse du profil longitudinal du flanc oriental de la troisième branche du canyon Hérault met en évidence trois zones majeures.

- La première est développée entre 110 et 179 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 0.5° avec des valeurs extrêmes de 0.2° et 0.8°, et correspond à la zone qui entaille la plate-forme.

- La deuxième zone est située entre 179 et 212 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente de 3.3° et correspond à une marche en escalier importante.

- La troisième zone est développée de 212 à 370 mètres de profondeur d'eau et correspond à une zone très irrégulière affectée par deux glissements majeurs qui s'expriment dans le profil longitudinal en " n ".

**La quatrième branche** correspond à la plus grande partie du canyon. Elle a un azimut de 148°, une longueur du canyon de 64 km, une longueur de vallée de 53 km et un indice de sinuosité de 1.2.

**a -fond du canyon-**

L'analyse du profil longitudinal du fond de la quatrième branche de l'Hérault met en évidence cinq zones majeures (Figure IV-26).

- La première zone est située entre 130 et 323 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente de 4.5°.

- La deuxième zone est située entre 323 et 318 mètres de profondeur d'eau. C'est une rampe à contre-pente, avec une pente de 0.3°.

- La troisième zone est située entre 318 et 450 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 3.6° avec des valeurs extrêmes de 2.7° et 4.4°. Dans cette partie, on trouve la deuxième marche importante du profil.

- La quatrième zone est située entre 450 et 1443 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 1° avec des valeurs extrêmes de 0.1° et 2.4°. Dans cette zone, entre 711 et 978 mètres de profondeur d'eau, on observe un léger bombement de la bathymétrie centrée dans la zone de capture des autres branches du canyon, et un deuxième bombement entre 1179 et 1326 mètres de profondeur d'eau.

- La cinquième et dernière zone présente un profil fortement conditionné par la capture du canyon de Sète. Elle est développée entre 1443 et 1913 mètres de profondeur d'eau avec une pente moyenne de 9° et des valeurs extrêmes de 3° et 13.5. Pour la zone d'étude, c'est la capture la plus importante en termes de dénivelé de la zone d'étude.

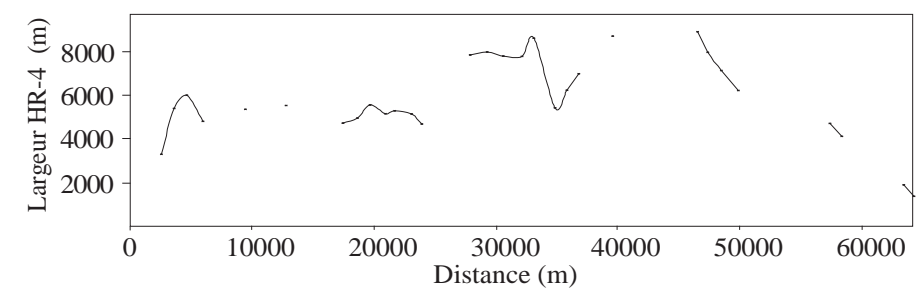
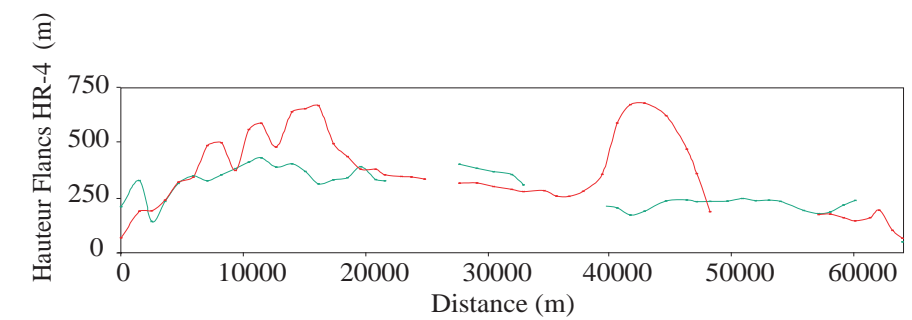
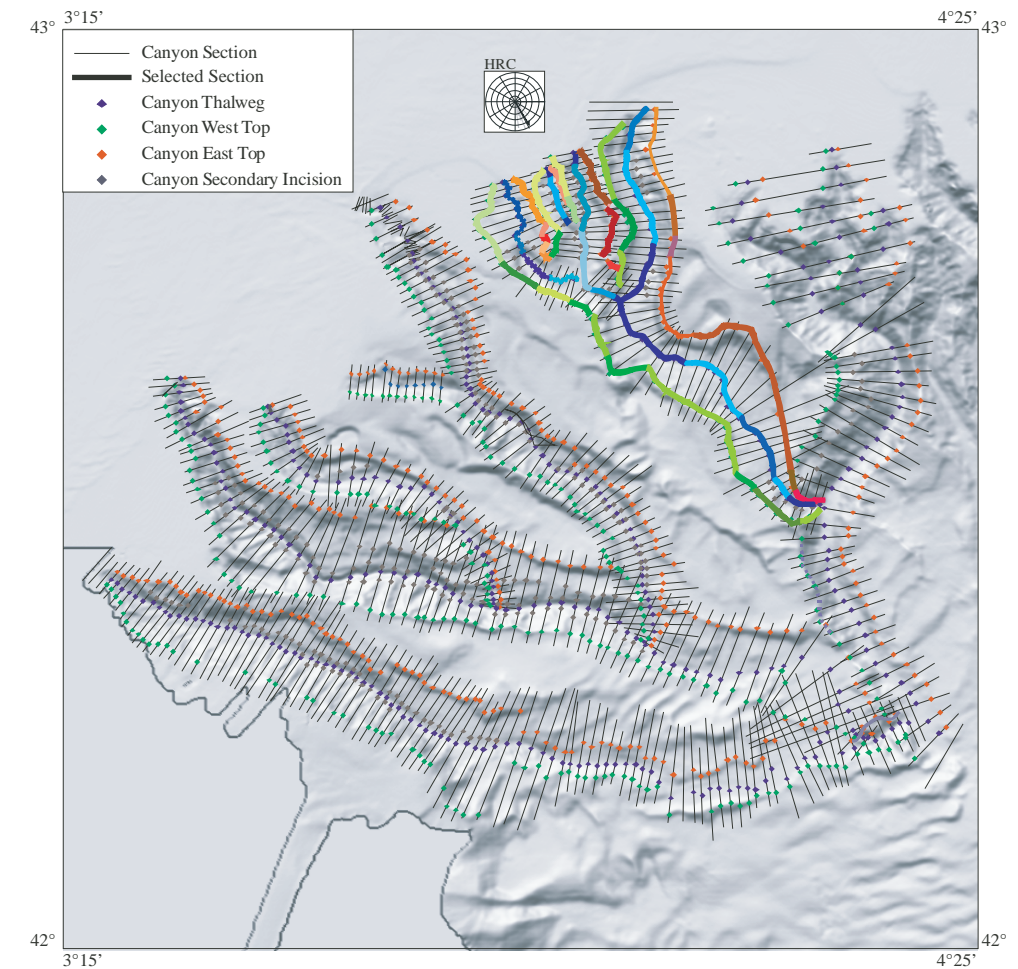
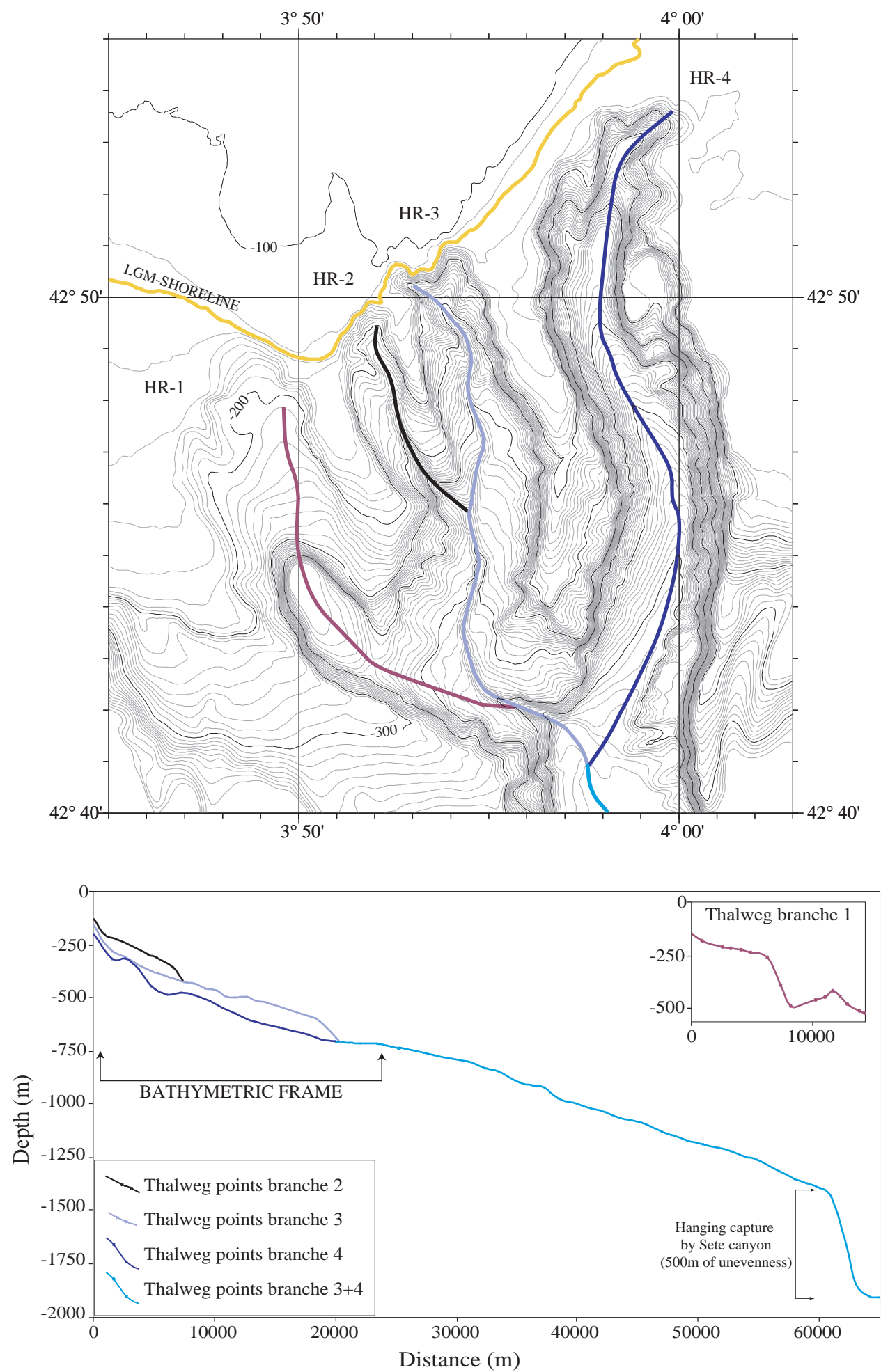


FIGURE IV-26: Bathymétrie de la tête du canyon de l'Hérault avec les profils longitudinaux du fond des quatre branches du canyon. Troçons identifiés dans la bathymétrie ombrée et évolution de la hauteur des deux flancs et de la largeur de l'ensemble de la quatrième branche.

**b -flanc oriental-**

L'analyse du profil longitudinal du flanc oriental de la quatrième branche du canyon Hérault met en évidence sept zones majeures (Figure IV-26).

- La première zone, qui correspond à la tête du canyon, est située entre 179 et 154 mètres de profondeur. Elle présente une pente moyenne de  $0.4^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.04^\circ$  et  $1^\circ$ . C'est la zone du canyon qui entaille la plate-forme.

- La deuxième zone est située entre 154 et 325 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $1.9^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.02^\circ$  et  $3.6^\circ$ .

- La troisième zone est située entre 325 et 379 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $3.1^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.7^\circ$  et  $5.5^\circ$ , et correspond à la dernière zone avant la capture avec les autres branches.

- La quatrième zone est située entre 379 et 547 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $1.3^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $1^\circ$  et  $1.7^\circ$ .

- La cinquième zone est située entre 547 et 857 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente de  $2.6^\circ$  et correspond à une marche qui sépare deux zones plates.

- La sixième zone est située entre 857 et 1207 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $1.4^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.1^\circ$  et  $2.8^\circ$ . C'est une zone du mur très affectée par de petits glissements.

- La septième zone est située entre 1207 et 1971 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $9.9^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $4^\circ$  et  $13^\circ$ , et une grande marche correspondant à la capture perchée.

**c -flanc occidental-**

L'analyse du profil longitudinal du flanc occidental de la quatrième branche du canyon Hérault met en évidence six zones majeures (Figure IV-26).

- La première zone, qui correspond à la tête du canyon, est située entre 140 et 188 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0.3^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.03^\circ$  à  $0.57^\circ$ . C'est la zone du canyon qui entaille la plate-forme.

- Le deuxième segment est localisé entre 188 et 336 mètres de profondeur d'eau. Il présente une pente moyenne de  $3.7^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $3.3^\circ$  et  $4^\circ$ .

- La troisième zone est située entre 336 et 703 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $1.9^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.4^\circ$  et  $3.9^\circ$ .

• La quatrième zone est située entre 703 et 1122 mètres de profondeur d'eau. Elle correspond au glissement majeur de la zone (Figure IV-27).

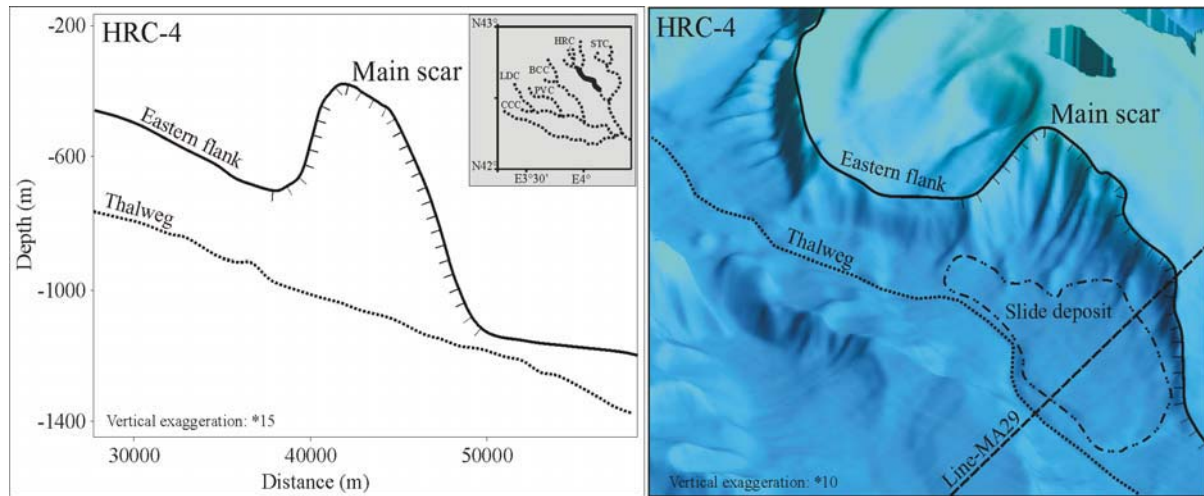


Figure IV-27: Profil longitudinal et bathymétrie ombrée correspondant au glissement majeur affectant le flanc NE de la branche principale du canyon Hérault.

• La cinquième zone est située entre 1122 et 1248 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente de  $1.2^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.5^\circ$  et  $2.2^\circ$ , et correspond à la zone localisée juste avant la capture du canyon de Sète.

• La sixième zone est située entre 1248 et 1854 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $7.9^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $2.5^\circ$  et  $12.7^\circ$ . Tout comme la zone de capture du flanc opposé, cette zone correspond à l'énorme marche de la capture perchée par le canyon de Sète.

Si on synthétise les informations données par l'étude du profil longitudinal du fond et des flancs des trois branches (2, 3 et 4) du canyon Hérault, on peut dire que :

Pour les deux premières branches, le thalweg présente trois zones majeures. La première et la troisième ont un caractère rectiligne assimilable à une équation linéaire. La deuxième zone, pour les deux branches, a un caractère concave bien décrit par une fonction exponentielle. Les flancs présentent deux zones : une première caractérisée par sa symétrie et une deuxième caractérisée par son asymétrie. La caractère quadruple de la tête du canyon fait que le développement typiquement sigmoïdal est perturbé par la présence de branches voisines.

Si on synthétise les informations données par l'étude du profil longitudinal de la quatrième branche du canyon on peut dire que:

Le thalweg présente quatre zones principales avant la capture par le canyon de Sète. Les trois premières sont les marches bathymétriques localisées au niveau de la tête du canyon, représentées par une fonction linéaire et la quatrième zone, située entre 450 et 1443 mètres de profondeur d'eau, présente une tendance légèrement convexe avec son maximum dans la capture des autres branches.

Il est difficile de simplifier les profils longitudinaux des flancs de cette branche, car le flanc SW apparaît perturbé par les phénomènes de capture et le flanc NE par de nombreux glissements. Il n'y a que la partie supérieure de la tête qui puisse être modélisée pour la comparer aux autres : les deux flancs présentent un caractère linéaire et gardent une forte symétrie.

#### **IV.2.6. Le canyon de Sète**

C'est le canyon plus oriental de la zone d'étude. Il constitue le collecteur régional empêchant tout développement vers l'Est. Il présente deux branches principales nommées 1 et 2.

**La première branche** a une longueur de 15 km et **la deuxième, la branche** la plus importante, a une longueur du thalweg de 88 km, une longueur de la vallée du canyon de 74 km, un indice de sinuosité de 1.18, et une largeur moyenne de 6423 mètres.

##### **a -fond du canyon-**

L'analyse du profil longitudinal du fond du canyon de la première branche du canyon de Sète met en évidence trois zones.

- La première zone est située entre 154 et 250 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente de 2.1°.

- La deuxième zone est située entre 250 et 292 mètres de profondeur d'eau et correspond à un replat caractérisé par une pente de 0.9°.

- La troisième zone est située entre 292 et 1057 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 3.8° avec des valeurs extrêmes de 2.1° et 6.3°. La fin de cette zone correspond au tronçon dans lequel cette branche est capturée par la deuxième branche du canyon.

##### **b -flanc occidental-**



L'analyse du profil longitudinal du flanc occidental de la première branche du canyon de Sète présente une seule zone située entre 129 et 218 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0.6^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.01^\circ$  et  $1.2^\circ$ .

**c -flanc oriental-**

L'analyse du profil longitudinal du flanc oriental de la première branche du canyon de Sète présente deux zones:

- La première zone est située entre 131 et 170 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0.2^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.02^\circ$  et  $0.4^\circ$ .
- La deuxième zone est située entre 170 et 364 mètres de profondeur d'eau, et correspond à une grande marche de  $4.5^\circ$  de pente.

**La deuxième branche** du canyon de Sète est la branche principale, c'est elle qui capture, directe ou indirectement, tous les canyons étudiés.

**a -fond du canyon-**

L'analyse du profil longitudinal du fond du canyon de Sète met en évidence quatorze zones majeures (Figure IV-28). Elle montre une séquence de marches bathymétriques de majeure et mineure importance.



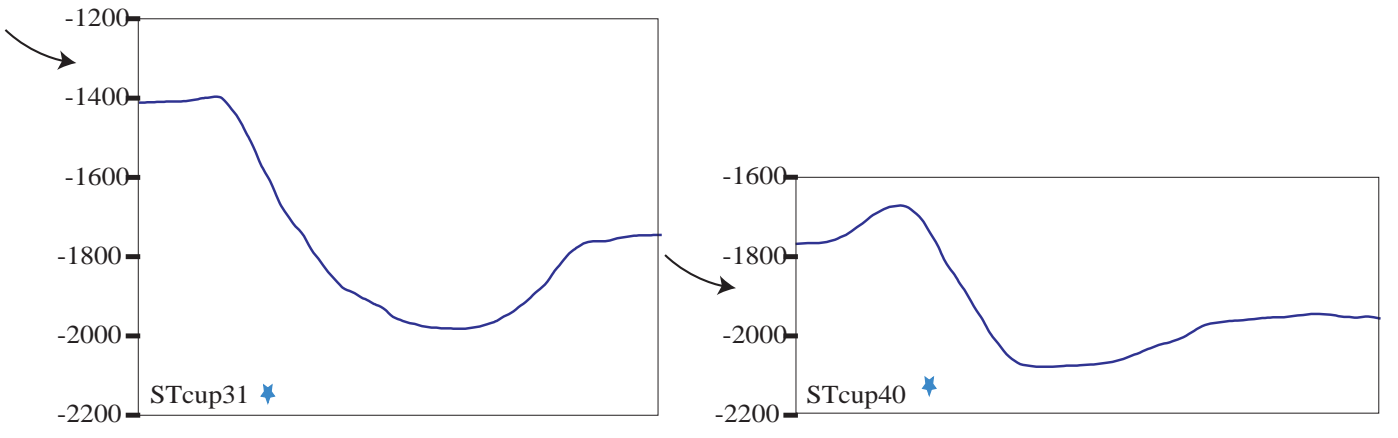
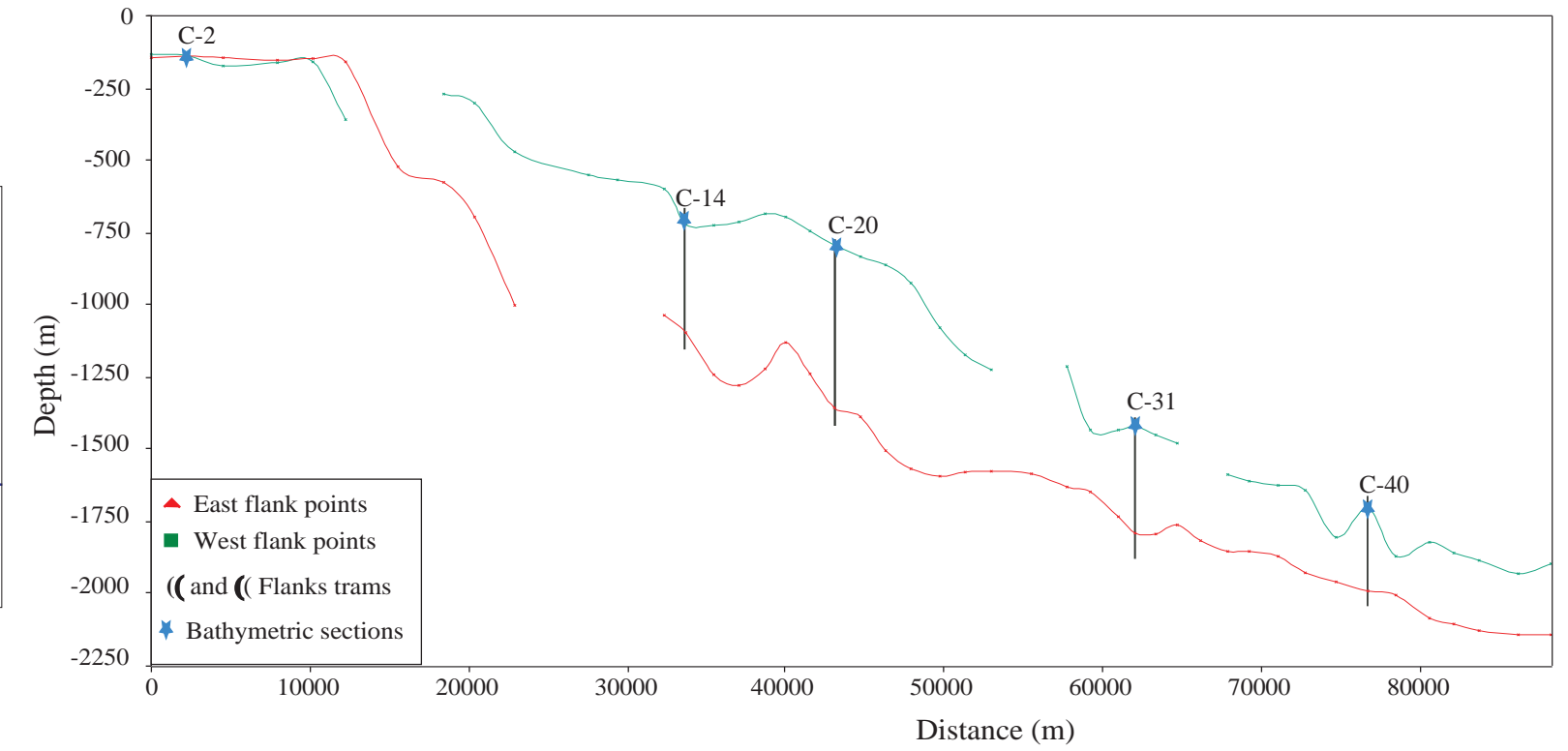
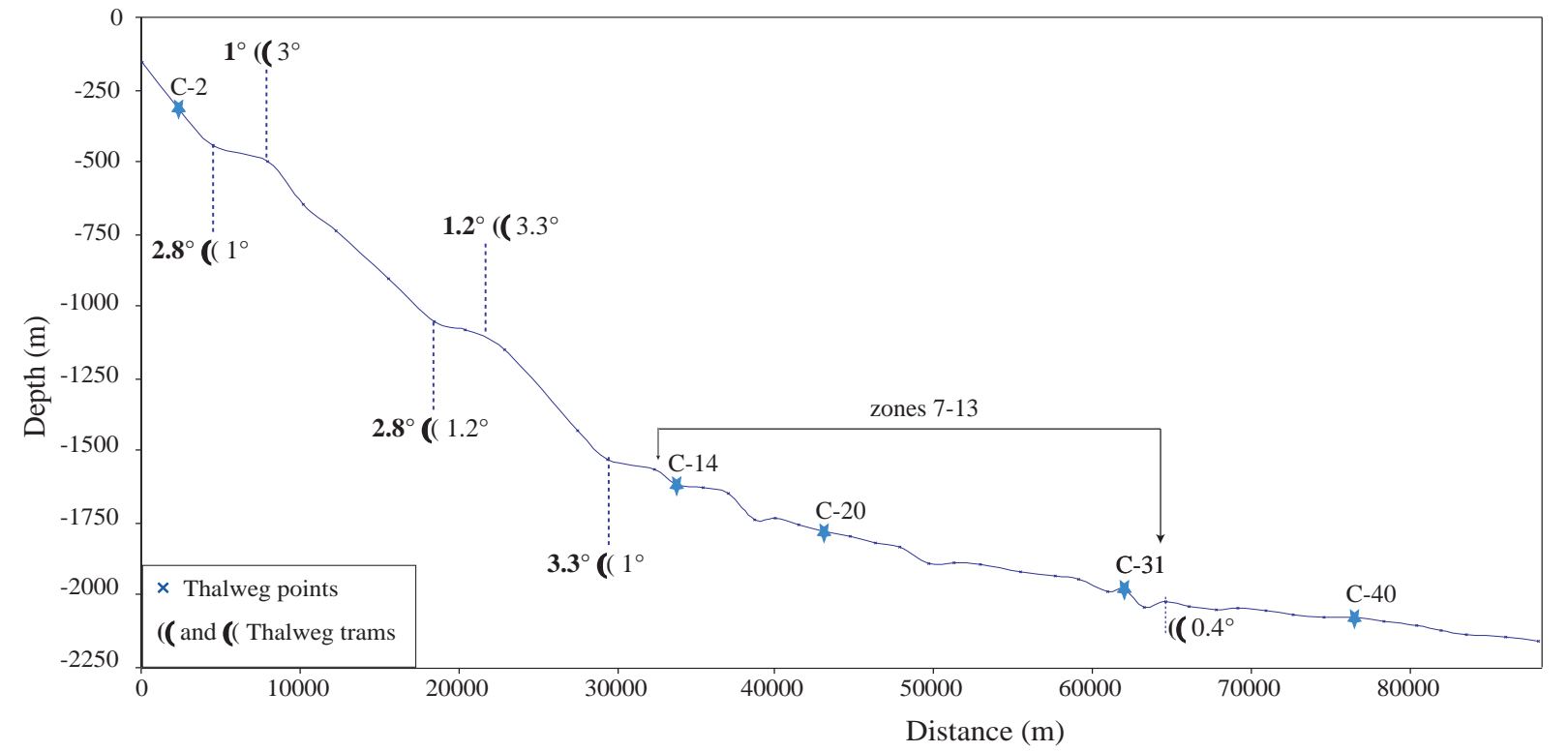
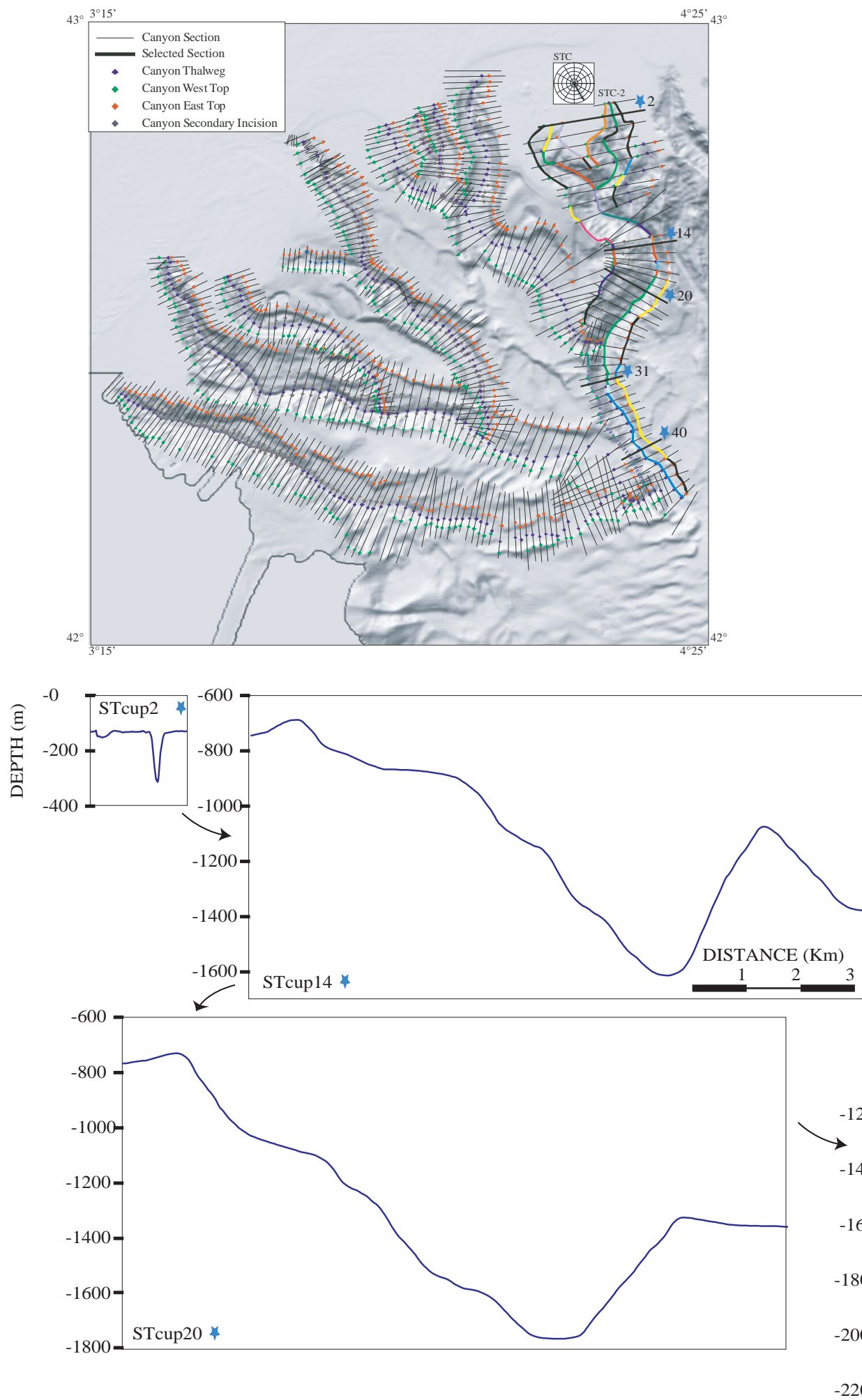


FIGURE IV-28: Profil longitudinal du fond et des flancs du canyon de Sète, segments identifiés et coupes bathymétriques sélectionnées.  
 Les zones des flancs ne sont pas dessinées.

- La première zone est située entre 158 et 446 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 3.7° avec des valeurs extrêmes de 3.3° et 4°. Elle correspond à la partie du fond qui érode la plate-forme externe.

- La deuxième zone est située entre 446 et 501 mètres de profondeur d'eau. Elle correspond à un replat de 1° de pente.

- La troisième zone est située entre 501 et 1057 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 3° avec des valeurs extrêmes de 2.5° et 3.8°. C'est la zone qui précède la capture de la première branche du canyon.

- La quatrième zone est située entre 1057 et 1153 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 1.2° avec des valeurs extrêmes de 0.8° et 1.5°.

- La cinquième zone correspond à une marche bathymétrique majeure, elle est située entre 1153 et 1533 mètres de profondeur d'eau avec une pente moyenne de 3.3° avec des valeurs extrêmes de 3.1° et 3.5°. Cette marche est développée en face d'une branche secondaire qu'érode le flanc E du canyon.

- Les 6ème, 7ème, 8ème et 9ème zones constituent des marches très similaires avec des pentes moyennes de 0.7°, 2.2°, 0.5° et 3.2° respectivement.

- La dixième zone se développe entre 1742 et 1837 mètres de profondeur d'eau avec une pente moyenne de 0.7° et des valeurs extrêmes de 0.3° et 1°.

- Ensuite, une marche mineure se développe entre 1837 et 1895 avec une pente de 1.8°.

- La douzième zone est située entre 1895 et 1983 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 0.5° avec des valeurs extrêmes de 0.1° et 1.4°. Cette partie est caractérisée par une ligne convexe bien marquée et correspond à la capture du canyon Herault à 1922 mètres de profondeur d'eau.

- Entre 1983 et 2046 mètres de profondeur d'eau, se développe, avec une pente de 2.8°, la dernière marche du profil longitudinal.

- La quatorzième et dernière zone étudiée se développe entre 2046 et 2164 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente de 0.4° pour une marche ° avec des valeurs extrêmes de 0.03° et 0.9°. Cela correspond à une zone très régulière développée dans le glaciaire ; la seule perturbation de cette zone correspond à la capture du canyon Cap de Creus, à une profondeur de 2142 mètres.

#### **b -flanc occidental-**

L'analyse du profil longitudinal du flanc occidental du canyon de Sète met en évidence cinq zones majeures dans un profil très irrégulier contrôlé par les loupes de nombreux glissements (Figure IV-28).

- La première zone, qui correspond à la tête du canyon, est située entre 134 et 156 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0.3^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.01^\circ$  et  $0.9^\circ$ . C'est la zone du canyon qui entaille la plate-forme.

- La deuxième zone est développée entre 156 et 356 mètres de profondeur d'eau, et correspond à une marche de  $4.6^\circ$  de pente.

- La troisième zone est située entre 356 et 1198 mètres de profondeur d'eau, et correspond à une zone très irrégulière caractérisée par la ligne de tendance:  $y = -42.779x + 2.6046$  (avec un  $R^2 = 0.9118$ ). La fin de cette partie correspond à la capture du canyon Hérault.

- La quatrième zone est située entre 1198 et 1871 mètres de profondeur d'eau, et de même que la zone précédente, elle présente une forte irrégularité caractérisée par la ligne de tendance:  $y = -35.187x - 319.62$  (avec un  $R^2 = 0.942$ ). Elle commence dans la zone de capture du canyon Hérault et se termine dans la zone de disparition progressive du canyon dans le glaciais.

#### **c -flanc oriental-**

L'analyse du profil longitudinal du flanc oriental du canyon de Sète met en évidence cinq zones majeures dans un profil très irrégulier (Figure IV-28).

- La première zone, qui correspond à la tête du canyon, est située entre 144 et 157 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $0.2^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.1^\circ$  et  $0.3^\circ$ . C'est la zone du canyon qui entaille la plate-forme.

- La deuxième zone est développée, après la capture de la première branche, entre 1022 et 1547 mètres de profondeur d'eau. Elle a une pente moyenne de  $2.8^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $4.6^\circ$  à  $1^\circ$ .

- La troisième zone est située entre 1547 et 1979 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de  $1.1^\circ$  avec des valeurs extrêmes de  $0.01^\circ$  à  $3.6^\circ$ .

- La quatrième zone est située entre 1979 et 2057 mètres de profondeur d'eau, et correspond à une marche de  $2.7^\circ$  de pente.

- La cinquième et dernière zone est située entre 2057 et 2116 mètres de profondeur d'eau, et correspond à une zone très régulière, avec une pente moyenne de  $0.4^\circ$ .

Simplifier le profil longitudinal du fond du canyon de Sète est difficile à cause de son extrême complexité et de ses nombreux accidents. Cependant, on peut tenter une légère simplification de la branche principale (Sète 2), afin de donner une idée de la tendance générale. Ces considérations faites, on peut donc noter que :

Le fond du canyon présente une tendance générale concave vers le haut dans sa morphologie. Son thalweg a une tendance asymptotique vers 2700 mètres de profondeur d'eau, Dans les branches on devine les trois zones qui caractérisent une courbature sigmoïdal: une première zone à très faible pente localisée dans la tête du canyon et caractérisée par la symétrie des flancs ; une deuxième zone caractérisé par l'asymétrie des flancs et l'élargissement progressive du canyon ; et la troisième zone qui démarre à un point d'inflexion majeur et se développe jusqu'a la disparition du canyon. Dans cette dernière zone, les flancs du canyon récupèrent leur symétrie. . L'évolution de la hauteur des deux flancs et de la largeur de la vallée majeure est présentée dans la Figure IV-29.

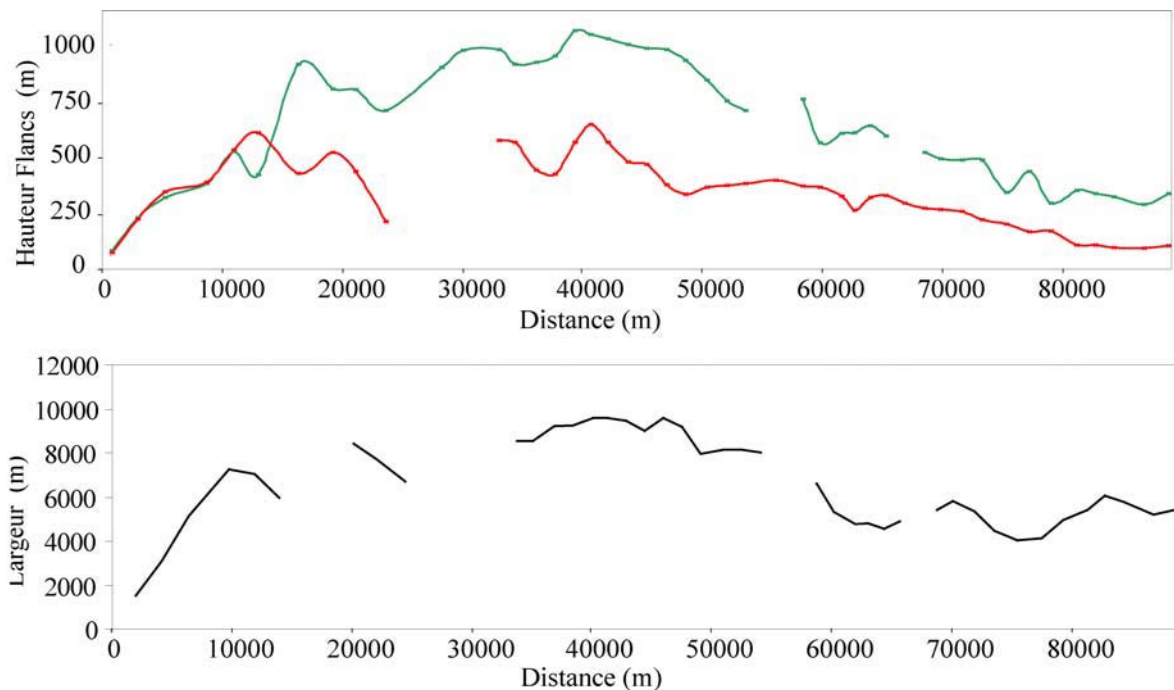


Figure IV-29: Evolution de la hauteur des deux flancs et de la largeur de la vallée majeure du canyon de Sète.

L'ensemble des traits morphologiques (descriptifs et quantitatifs) ici présenté nous permettent de faire quelques considérations sur l'ensemble des canyons regardés.

### IV.3. Synthèse et discussion sur les traits morphologiques observés

#### IV.3.1. Parties principales des canyons sous-marins

L'ensemble des profils longitudinaux présentés met en évidence les trois parties principales des canyons sous-marins : tête, partie intermédiaire et partie terminale (Figure IV-30).

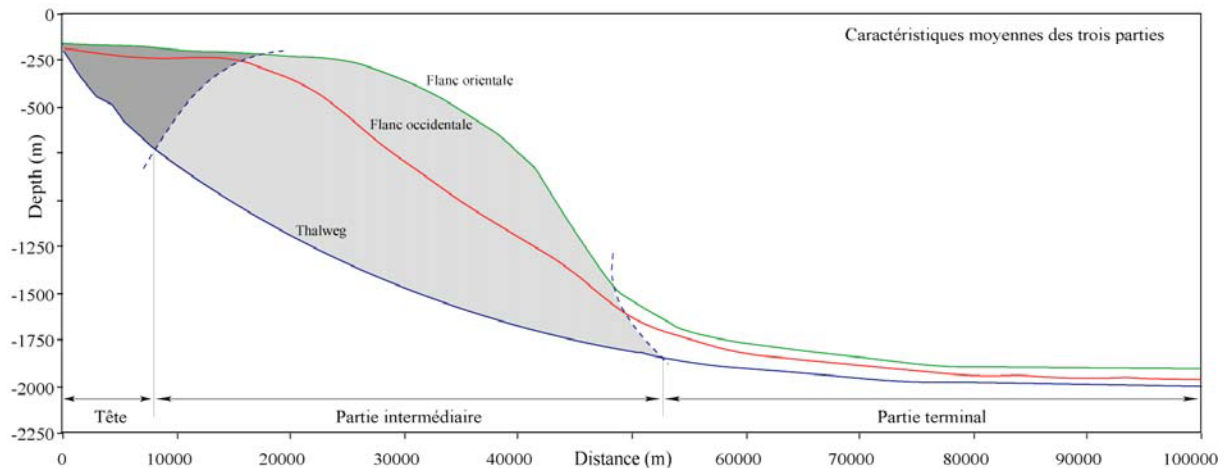


Figure IV-30: Schéma montrant les trois parties principales des canyons sous-marins : tête, partie intermédiaire et partie terminal

#### IV.3.2. Les têtes des canyons : caractère rétrogressif avec bilan progradant

Les têtes des branches majeures des canyons de la zone d'étude entaillent clairement la plate-forme externe. Si on réalise une coupe bathymétrique le long du rebord de la plate-forme (Figure IV-1) on observe qu'elle n'a pas une profondeur constante mais une profondeur limite. Systématiquement on trouve une profondeur moindre dans les têtes et une profondeur supérieure dans les interfluves ; les valeurs se situant entre 90 et 180 mètres de profondeur.

À ce trait général, on peut ajouter le caractère rectiligne à forte pente ( $>4^\circ$ ) de la partie supérieure de la plupart des talwegs des têtes des canyons étudiées. Ce trait morphologique met en évidence le caractère érosif de cette partie des canyons par opposition aux interfluves. La morphologie actuelle suggère fortement que l'incision axiale qui témoigne une connexion fluviatile (discuté en détaille dans le chapitre VI) a provoqué une érosion rétrogressive qui élargie l'entaille au niveau de la ligne du rivage du dernier maximum glaciaire (Fig. IV-29-B).

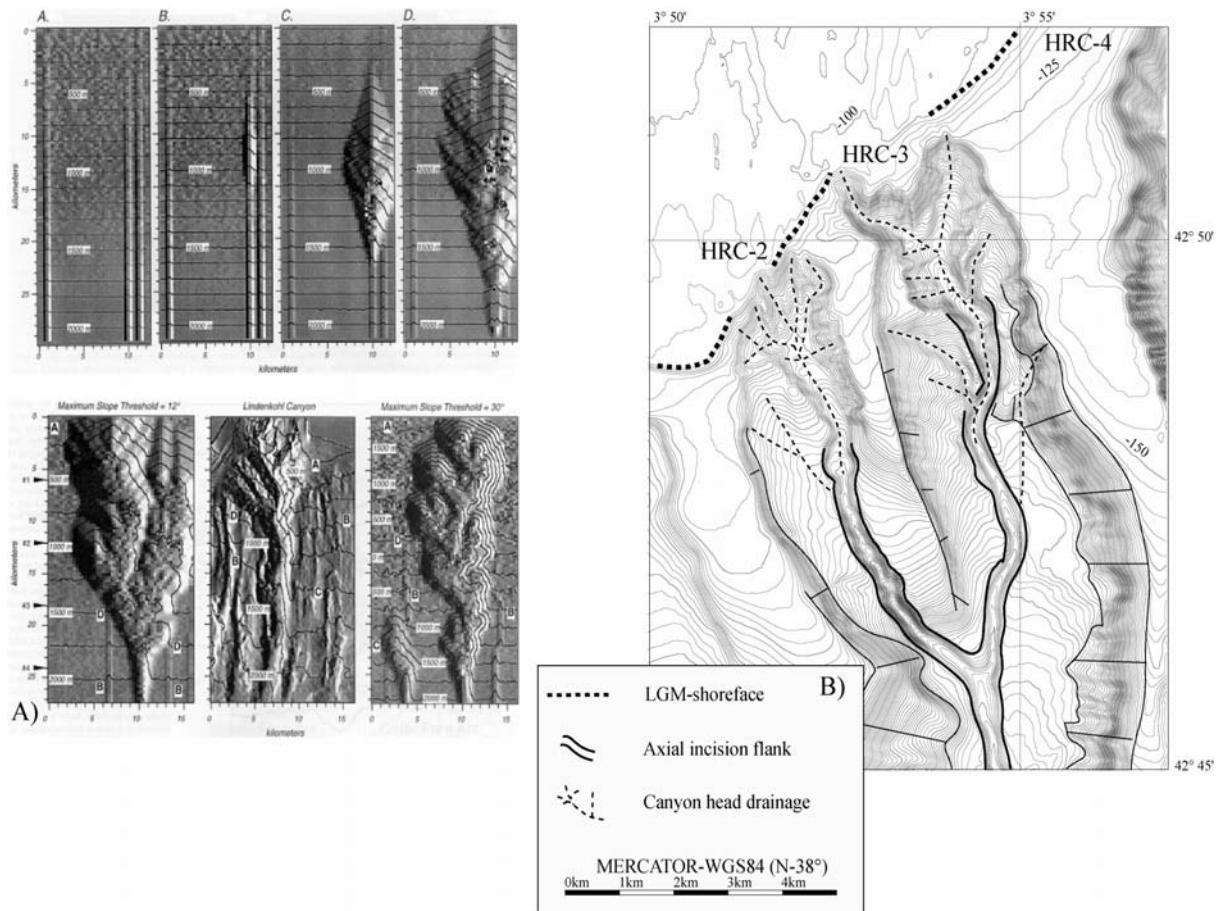


Figure IV-31: Comparaison entre A) Modèle rétrogressif (Pratson, Coakley et al. 1996) et B) Les têtes centrales du canyon de l'Hérault, exemples les plus clairs d'érosion rétrogressive dans la partie supérieure du canyon induite par l'érosion de l'incision axiale.

Le degré de conservation de ces connexions est variable, l'exemple le mieux conservé est celui du canyon Bourcart et les deux branches Hr-2 et Hr-3 du canyon de l'Hérault (Figures IV-31 et IV-32). Il faut regarder les têtes des canyons comme des zones de dépôt privilégiées pendant les périodes de bas niveaux et, en conséquence, comme des zones plus facilement déstabilisées aux mêmes périodes (au plus bas niveaux). C'est en quelque sorte un bilan progradant avec l'enregistrement d'un dernier épisode rétrogressif. Le caractère rétrogressif est fortement conditionné par la connexion / déconnexion fluviale ; si la connexion est établie et l'incision axiale active, on arrive à une situation de faiblesse dans l'axe du canyon, qui se traduit -dans la partie de la tête- par une érosion rétrogressive telle qu'elle a été décrite pour les canyons de la marge du New Jersey (Pratson, Coakley et al. 1996). Si on compare la morphologie de la partie supérieure des têtes de canyons HR-2 et HR-3 avec celle du modèle de Pratson (1996), on constate une forte similitude. Cette similitude avec la forte pente du dernier tronçon du profil longitudinal du thalweg (plus de 5°) nous fait penser à un épisode rétrogressif dans la partie supérieure du canyon. La tête du



canyon LD est aussi un bon exemple pour regarder ces phénomènes d'érosion rétrogressive (voir la partie supérieure des profils longitudinaux des canyons du LD et de l'Hérault). Cette érosion rétrogressive paraît être une conséquence du surcreusement du fond du canyon (incision axiale). Il est important de faire la différence, et d'établir le bilan final, entre le caractère rétrogressif de certaines têtes de canyons et l'évolution de ces canyons. Malgré leur caractère rétrogressif, les têtes de canyons ont tendance à se remplir ; il ne faut pas confondre le caractère rétrogressif de l'érosion avec le bilan final qui est du remplissage, cohérent avec la progradation de l'ensemble du système.

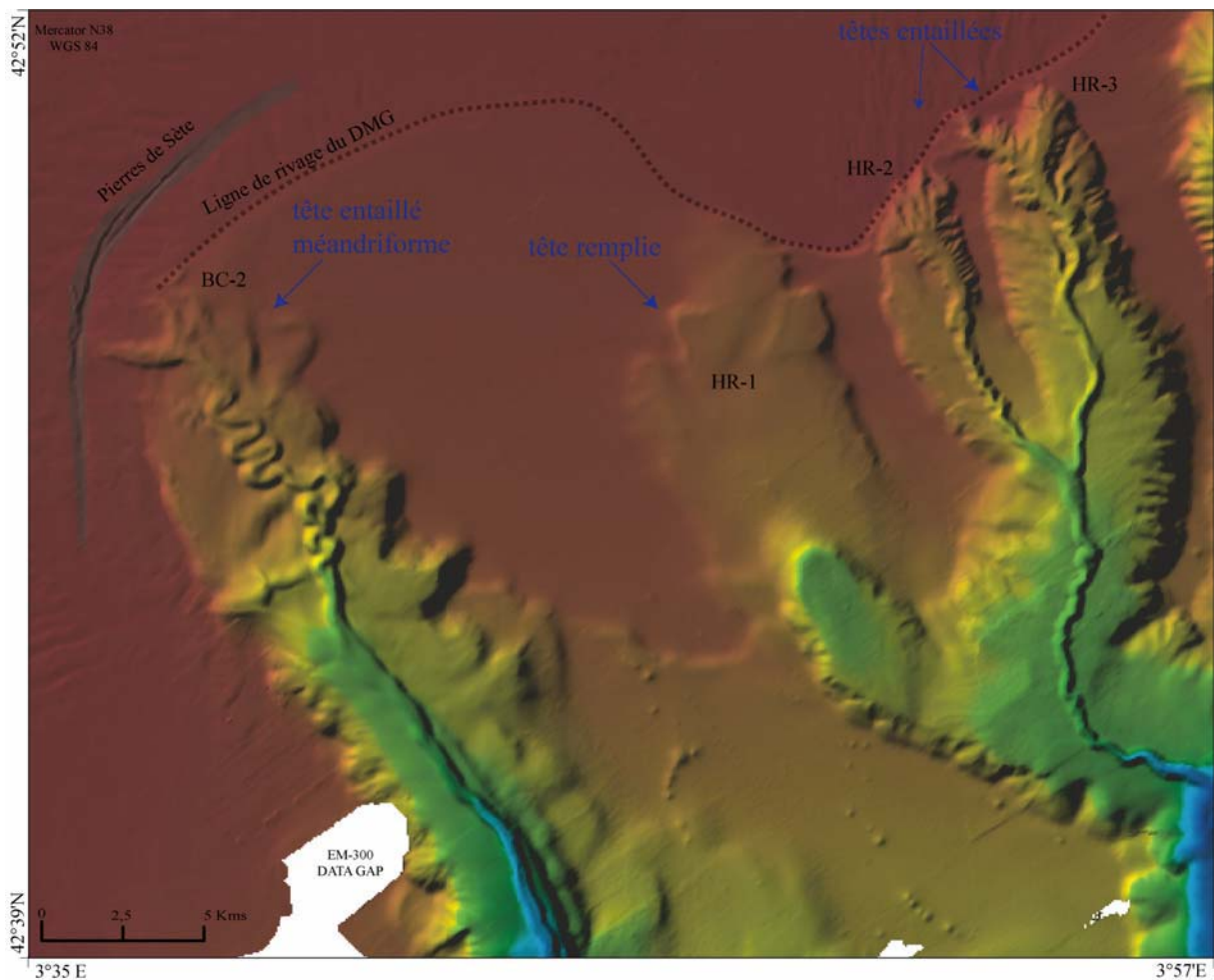


Figure IV-32: Carte bathymétrique ombrée (compilation des données EM-300 réalisée par B. Loubrieu) où l'on observe (i) deux types de réponse à l'épisode de connexion fluviale du LGM (tête méandriforme du canyon de Bourcart et les deux branches Hr-2 et Hr-3 du canyon de l'Hérault) (ii) le remplissage de la première branche du canyon de l'Hérault...et la relation avec la ligne du rivage du LGM.



### IV.3.3. L'asymétrie des flancs dans la partie intermédiaire : conséquence et marqueur des épisodes érosifs successifs

L'ensemble des profils longitudinaux des flancs des canyons étudiés, permet de mettre en évidence des zones symétriques et asymétriques. Les zones de forte symétrie correspondent à la partie de la tête qui entaille la plate-forme et aux parties les plus profondes et faiblement entaillées du canyon. La partie asymétrique correspond à la zone intermédiaire du canyon où les épisodes érosifs sont empilés (Figure VI-33).

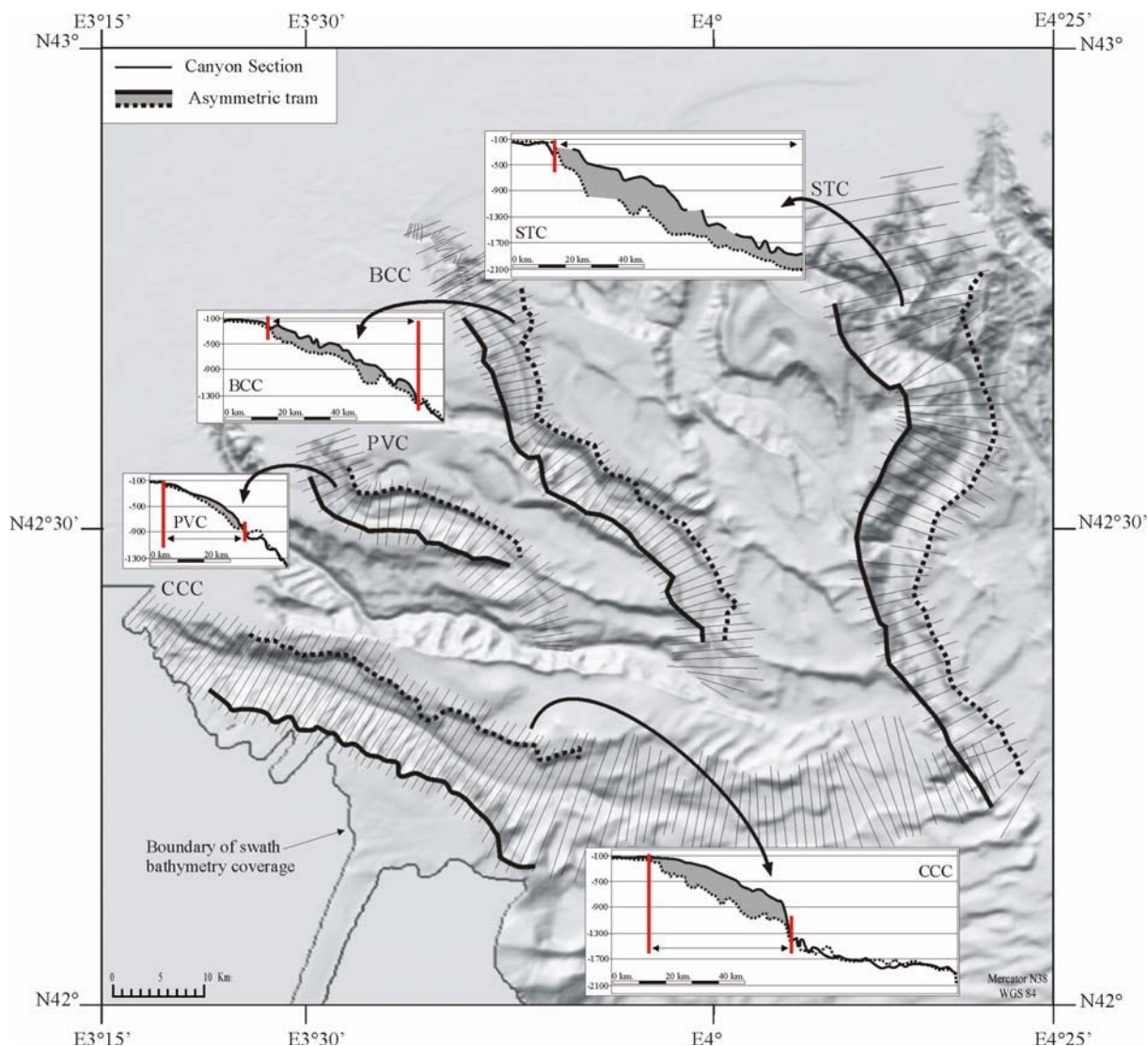


Figure IV-33: Profils longitudinaux montrant la différence de hauteur entre les flancs orientaux et occidentaux dans la partie intermédiaire des canyons étudiés.

Cette forte asymétrie (avec des différences supérieures à 200 m entre le flanc occidental et oriental) peut être interprétée comme le résultat du renforcement des processus sédimentaires érosifs conditionnés par la circulation anti-horaire du courant Liguro Provençal et l'empilement de ce déséquilibre au cours des cycles successifs.

#### IV.3.4. La partie terminale : perte de compétence des processus érosifs

La récupération de symétrie dans la partie terminale de l'ensemble des canyons est à relier à (i) une perte de compétence des processus érosifs une fois arrivés en bas de pente à des profondeurs avoisinant 1500 m et (ii) l'existence de moins d'épisodes en profondeur du fait de la progradation des canyons avec l'ensemble du système.

#### IV.3.5. Le type de courbure des profils longitudinaux

Les profils longitudinaux des canyons étudiés peuvent être assimilés à des courbes simples comme le propose Adams *et al.* (Adams, Schlager et al. 1998; Adams and Schlager 2000) .Ces auteurs proposent que la plupart des pentes du monde puissent être représentées par trois équations mathématiques simples : une linéaire, une exponentielle et une distribution gaussienne.

Adams affirme que les pentes à caractère linéaire mettent en évidence le fait que la pente est constituée par des sédiments en état critique d'angle de repos ; dans cet état, il affirme qu'une addition mineure de sédiment peut déclencher des glissements de masse de toutes tailles. L'angle de réponse pour ces systèmes critiques est dépendant de la fabrique des sédiments (Statham 1974; Kenter 1990).

Le profil concave est contrôlé par la perte exponentielle de la capacité de transport, il y a deux zones d'écartement pour la tendance exponentielle : (i) la limite entre le plateau et la pente et (ii) la limite entre la pente et le glacier. Les deux écartements sont générés par l'interaction des différents systèmes de transport qui gouvernent chaque ensemble physiographique. Deux sources d'écartement mineures sont observées dans la zone d'étude (i) les grands glissements et (ii) les zones de capture.

Dans notre zone d'étude, on peut décrire les profils longitudinaux réalisés avec les équations proposées par Adams:

La plupart des talwegs sont le résultat d'une combinaison de courbes. Le segment linéaire à forte pente correspond à la partie rétrogressive de la tête de canyon et le segment exponentiel le suit jusqu'à la zone de capture. Le tronçon concave du reste du talweg est interprété comme la chute exponentielle de la capacité de transport des "plumes" et aussi de perte de la capacité d'érosion des courants de turbidité impliqués dans l'évolution des canyons.

Même si une tendance générale peut être établie, plusieurs perturbations peuvent apparaître. Les captures et les grands glissements dans les secteurs intermédiaires du canyon génèrent des marches bathymétriques importantes de plusieurs dizaines de mètres.

Trois exceptions majeures ont été observées dans le profil longitudinal du talweg :

(i) Au niveau de la tête et dans la zone de capture de quelques canyons. Au niveau de la tête, les talwegs des canyons AD2 et HR4 montrent un saut important, juste avant le tronçon linéaire avec une forte pente qui caractérise les têtes des canyons de CCC, LDC, PV, HR2-3 et Sète lié à son fort caractère rétrogressive.

(ii) Dans la zone de capture, la distribution exponentielle du talweg, des canyons PV et BC, est interrompue au niveau du point où le talweg rejoint le flanc du canyon LD. Depuis ce point, et jusqu'à la capture, le talweg peut être décrit comme un tronçon irrégulier à marches d'escalier -à forte pente- fortement conditionné par la morphologie du flanc Est du canyon de Lacaze. Ces anomalies dans le profil longitudinal sont interprétées comme un rééquilibrage par érosion du fond du canyon après la capture (*cf.* la discussion des zones de capture). Dans la capture de différentes branches, on observe ainsi d'importantes ruptures de pente. Ces phénomènes de capture sont bien décrits à terre: quand un tributaire est capturé par un cours principal peu chargé, le profil longitudinal principal a tendance à accélérer sa pente. Par contre si le cours principal est très chargé la confluence induit une diminution de la pente et en conséquence l'ensemble est moins énergétique que le cours principal avant capture.

(iii) Le thalweg de la quatrième branche du canyon de l'Hérault présente un profil (dans sa partie intermédiaire) anormalement convexe (Figure IV-34)

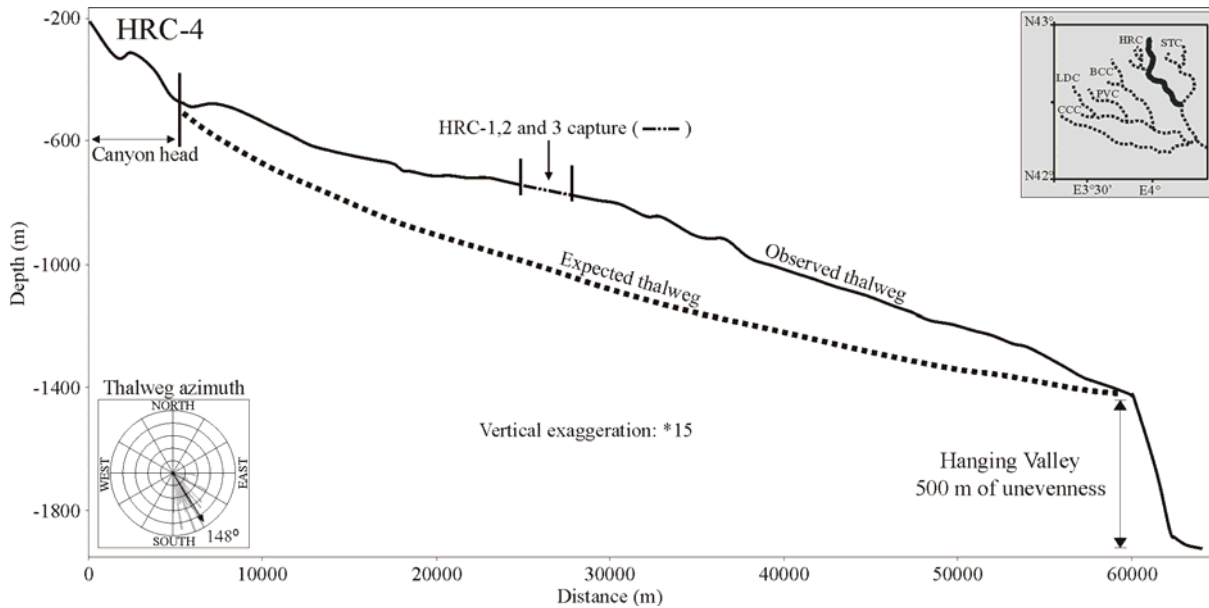


Figure IV-34: Profil anormalement convexe de la quatrième branche du canyon de l'Hérault.

Vu la position de point d'inflexion (convergence de l'ensemble de branches du canyons de l'Hérault), on interprète cette convexité comme un bombement provenant des dépôts sédimentaires des trois premières branches.

On peut en conclure que l'allure générale des flancs des canyons étudiés présente une courbure sigmoïdale, trait conséquent du caractère progradant de l'ensemble de la marge avec le sigmoïde comme style de progradation. Les différences de centre d'inflexion peuvent être expliquées par la différence d'orientation des différents canyons ; chacun coupe avec un angle différent l'ensemble progradant. Les perturbations locales majeures de ces distributions sont générées par les glissements qui affectent les flancs (Figure IV-35). Une autre source de perturbation de la distribution "idéale" sont les zones de capture et les phénomènes érosifs associés.

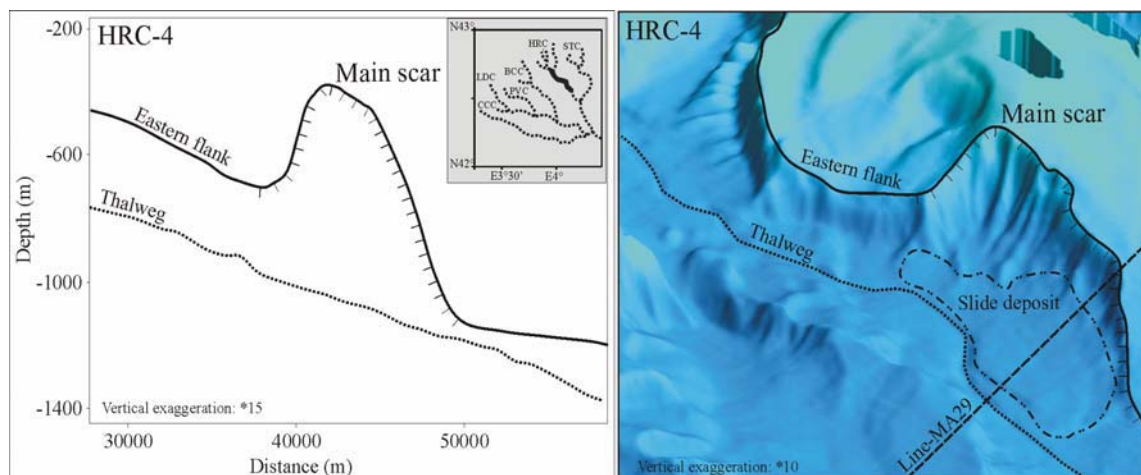


Figure IV-35: Glissement affectant le flanc Est du canyon de l'Hérault, on voit comment le glissement conditionne fortement l'évolution du flanc.

#### IV.3.6. Le niveau de base et le profil d'équilibre des canyons

On considère le niveau de base comme le point le plus profond que peuvent atteindre les flux gravitaires (Carter 1988), il est souvent représenté par le point le plus profond en considérant le système sédimentaire au sens large (Pirmez *et al.*, 2000). Dans les cas étudiés, les profils longitudinaux vont (vers le fond du bassin) à un niveau de bas local qui est coupé de façon plus ou moins brutale. A l'échelle géologique le niveau de base en milieu marin monte progressivement; le bassin se remplit, par opposition au niveau de base en milieu terrestre où prédomine l'érosion (toujours à une large échelle).

Pour le profil d'équilibre, on peut imaginer que si les conditions restent suffisamment semblables longtemps, l'ensemble des points arrivera à son "profil-limite". Celui-ci aura un caractère exponentiel auquel il arrivera par érosion ou dépôt en fonction de son énergie (W) et du travail à effectuer (J). En milieu terrestre, on considère que si  $W > J$ , il aura une énergie résiduelle ou "capacité d'érosion" utilisable pour le creusement et l'élargissement du lit. Par contre si  $W < J$ , la rivière est incapable d'entraîner sa charge, elle dépose des alluvions. Enfin si  $W = J$ , la rivière s'écoule sur une pente d'équilibre assurant le travail minimum. En milieu sous-marin les paramètres qui contrôlent la charge -et sa circulation en bas de pente- sont moins bien contrôlés (au moins dans le cas qui nous occupe), et l'allure des profils longitudinaux est très irrégulière. Le "profil-limite" (même si on peut le concevoir au niveau théorique) n'est jamais atteint dans les conditions où se développent les canyons étudiés : ce serait un profil simple qui s'approche asymptotiquement du niveau de base. Cet idéal n'est atteint par aucun des canyons étudiés ; cependant la tendance reste utile pour mettre en évidence les différents écartements, les niveaux de base locaux et pour essayer de comprendre leurs origines (érosion rétrogressive, glissements, capture...).

#### IV.3.7. Les vallées perchées

Les vallées perchées sont des vallées tributaires où la capture (détournement d'un cours vers un cours voisin dont il devient l'affluent (Joly, Bocquet et al. 1997)) est caractérisée par un écart bathymétrique important entre l'affluent et le cours principal (allant de 150 à 400 mètres dans la zone d'étude) :

CCC et LDC se trouvent à 300 mètres au-dessus du fond du canyon de Sète,  
HRC-4 se trouve à plus de 400 mètres toujours par rapport au canyon de Sète.

La troisième branche de l'Hérault se situe environ à 160 mètres au dessus de la quatrième branche sous une profondeur d'eau de 760 mètres.

La deuxième branche se trouve à 60 mètres au-dessus de l'axe de la troisième branche (sous une profondeur d'eau de 420 mètres).

Les vallées perchées sont décrites également dans les divers océans ; Griggs et Kulm (Griggs and Kulm 1970) illustrent comment la vallée sous - marine de Vancouver arrive au canyon de Cascadia, au niveau de la marge nord - ouest des Etats-unis, sous la forme d'une vallée perchée avec 60 mètres de dénivelé. Cette observation a été confirmée par les travaux de Hampàn et al. (1989) qui reposent sur les données GLORIA. Les auteurs interprètent le caractère perché de ces vallées comme la conséquence d'un surcreusement de la vallée principale. Dans la zone voisine de l'Ebre, de nombreuses vallées perchées ont été identifiées (Canals, 2000), également interprétées comme le résultat du surcreusement du collecteur régional : la vallée de Valence.

Dans notre étude, les principales vallées perchées convergent vers le canyon de Sète avec 400 et 300 mètres de dénivelé. Les vallées perchées peuvent être expliquées par : (i) un abaissement dramatique du fond du canyon de Sète (ii) un détournement des canyons qui modifie radicalement son profil ou (iii) une combinaison de ces deux facteurs.

Les éléments à notre disposition ne sont pas suffisants pour trancher entre ces trois hypothèses. Ils illustrent bien la situation sans apporter une réponse définitive. On verra (*Cf.* point sur l'incision axiale) que le surcreusement des canyons se fait de manière épisodique. Un surcreusement de 400 mètres pourrait correspondre à l'empilement de plusieurs cycles et non pas à un seul épisode érosif. On observe aussi, sans bien établir de lien, le rôle de la tectonique salifère dans le bassin profond. La phase extensive de cette tectonique a une implication dans l'évolution des canyons et, en conséquence, sur le profil longitudinal du fond. Sans pouvoir répondre catégoriquement, on peut supposer l'interaction de deux processus : le surcreusement progressif et l'abaissement brutal du fond du canyon par l'action de la tectonique salifère.

Pour le caractère "perché" des branches 2 et 3 du canyon de l'Hérault, le surcreusement de la vallée du collecteur paraît être l'explication aux dénivelés de 60 et 160 mètres des talwegs.

### IV.3.8. Autres phénomènes de capture

Dynamiquement on distingue les captures par érosion régressive et les captures par déversement (Joly, Bocquet et al. 1997) .

Dans notre zone d'étude, si on observe la capture des cours inférieurs des canyons Pv et Ad par le canyon du LD, on peut imaginer les deux possibilités. Mais, en regardant en détail le profil longitudinal et la bathymétrie actuelle on conclut que c'est le déversement qui est à l'origine de ces captures (Figure IV-36).

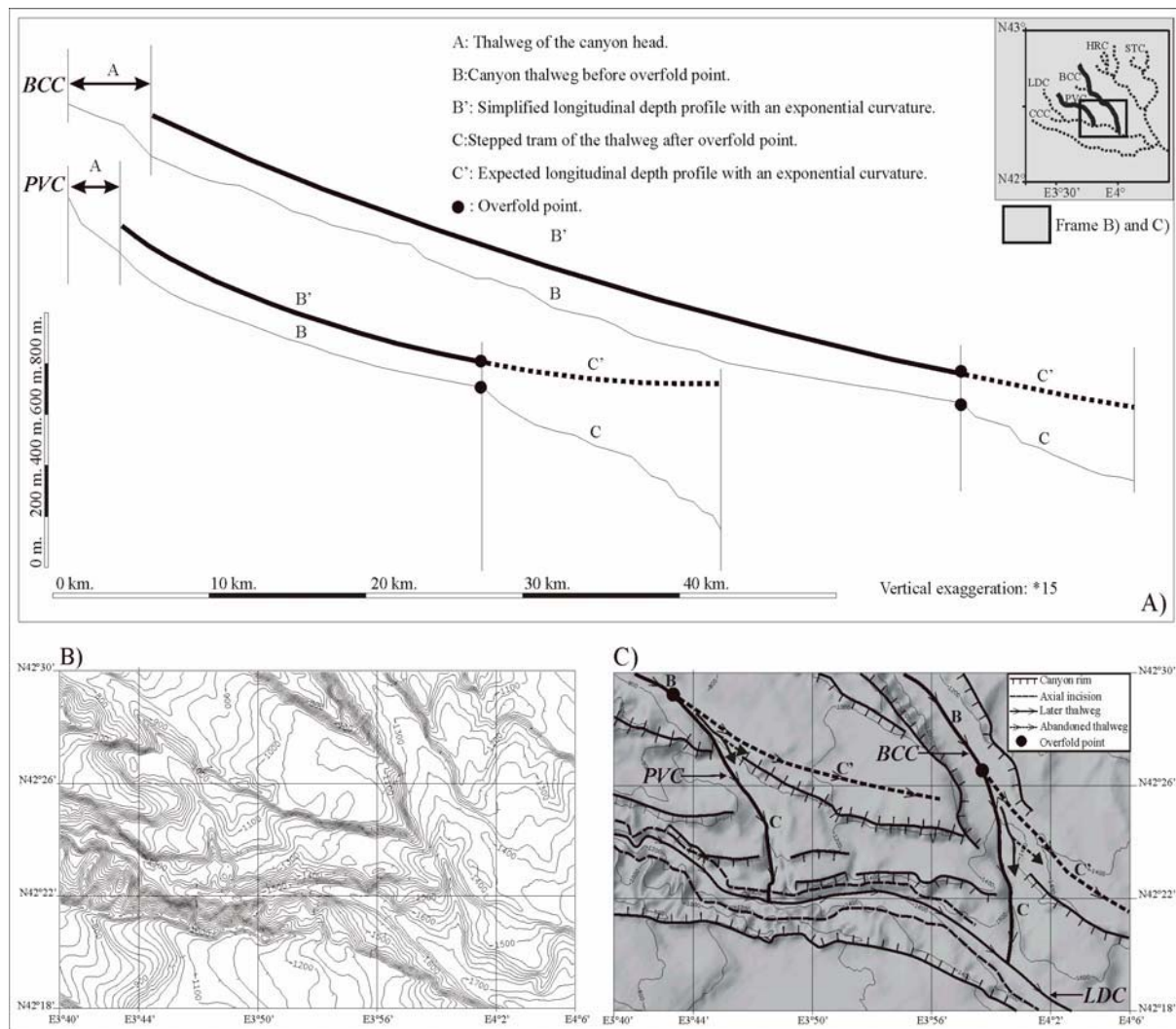


Figure IV-36: Capture par déversement des canyons de l'Aude et Pruvot par le canyon de Lacaze-Duthiers. A) Profils longitudinaux, B) Bathymétrie de la zone des captures et C) Bathymétrie ombrée avec les cours des canyons avant et après capture.

L'érosion régressive est à l'origine des gorges de raccordement observées. L'élargissement progressif de la vallée majeure du canyon LD finit par conditionner le cours des canyons qui finissent par se déverser. Les profils longitudinaux montrent bien comment l'équilibre n'est pas encore rétabli dans la partie inférieure du cours après le point de



déversement. L'ajustement du profil d'équilibre se fait en termes d'érosion du fond du canyon et des flancs qui le limitent. Cette érosion est enregistrée sous la forme de gorges de raccordement.

Une des conséquences majeures des phénomènes de capture en milieu terrestre est la modification du profil d'équilibre comme résultat de la modification des conditions de puissance (débit et charge) et de vitesse de deux cours. En milieu sous-marin, on peut imaginer que la confluence de deux cours "turbides" de caractéristiques différentes va avoir de conséquences comparables. Un affluent très chargé impliquerait une rupture convexe de pente et un affluent peu chargé une rupture concave de pente. Le fait que tous les points des profils soient solidaires crée à chacune de ses ruptures un réajustement du profil. Cet ajustement se fait principalement par érosion rétrogressive.

#### **IV.3.9. Les glissements en masse perpendiculaires à la marge : en relation avec l'incision axiale. Les glissements parallèles à la marge : en relation avec le fluage du sel en bas de la pente.**

Plusieurs classifications des mouvements de masse ont été proposées depuis les années 1960 : par exemple : Dott (Dott 1963) en fonction de la rhéologie, Middleton et Hampton (Middleton and Hampton 1973) en fonction du support de sédiment au sein de l'écoulement, Carter (Carter 1975) introduit le terme " *slurry flow* " pour certaines coulées de grains, Lowe (Lowe 1976; Lowe 1979) en fonction de la rhéologie et du mécanisme de support, Nardin *et al.* (Nardin, Hein et al. 1979) et Mulder et Cochonat (Mulder and Cochonat 1996) qui proposent, à leur tour, une classification statique. Cet ensemble amène souvent à un mélange des termes qui faussent le regard des chercheurs et rend la littérature ambiguë. L'ensemble des approches et les classifications qui en découlent paraissent à nos yeux trop contraignantes et l'on préfère, dans notre recherche, considérer juste les termes généraux. Nous nous gardons de trop limiter les relations qui conduiront à une nouvelle classification qui, à son tour, ne fera que limiter aussi le regard du prochain chercheur.

On considère qu'une masse en milieu sous-marin peut : se déformer, chuter, glisser ou couler. On trouve trois termes pour les trois derniers types de mouvement : **chute** (*fall*), **glissement** (*slide*) et **écoulements** (*flow*). Et on surligne un aspect souvent oublié : les dimensions des mouvements ; toutes dimensions (de micrométrique à kilométrique) sont possibles et observées pour les trois mouvements.

De nombreux glissements en masse sont observés dans la pente occidentale du golfe du Lion. On peut affirmer que ce sont ces glissements en masse (de toutes sortes) qui constituent le facteur destructif principal dans l'évolution de la pente continentale, tel qu'il était annoncé par Canals (Canals and Got 1986) .

Deux familles de directions bien différentes sont observées: une perpendiculaire à la marge et une autre parallèle.

La famille des glissements perpendiculaires à la marge est mise en évidence par son élément morphologique associé au point de départ du glissement (et souvent le mieux préservé) : les loupes d'arrachement. Ce sont ces cicatrices qui modèlent les têtes, les flancs des canyons et leurs interfluves. Si on regarde l'orientation des édifices majeurs des glissements, on observe que l'ensemble converge vers l'axe du canyon. Cela nous invite à proposer le surcreusement de l'incision axiale comme le mécanisme majeur de déclenchement des instabilités gravitaires perpendiculaires à la marge (*cf.* voir le point sur l'incision axiale du chapitre VI). Ces phénomènes ont commencé à être efficaces quand les canyons ont démarré; il y a environ 2.6 Ma (voir le point sur l'origine des canyon sous-marins du chapitre VI).

La famille des glissements parallèles à la marge est mise en évidence par des grandes loupes qui découpent l'ensemble sédimentaire, réponse directe au fluage du sel en profondeur ; propagation de l'extension vers le haut de pente. Ce fluage affecte la couverture sédimentaire quand les sédiments arrivent à atteindre le bassin profond où flue le sel. Cet épisode correspond aussi à un moment autour de 2.6 Ma, quand le taux de sédimentation augmente et que les sédiments, une fois comblé l'espace disponible dans la plate-forme interne actuelle, se versent dans le bassin profond de l'époque (pente actuelle).

#### **IV.3.10. Les terrasses sous-marines : ne sont pas des analogues des terrasses fluviales**

Le terme terrasse est défini en milieu fluvial comme "une partie d'un lit fluvial ancien, rocheux ou alluvial, à surface plane ou peu inclinée, abandonnée et perchée au-dessus du lit majeur actuel. Elles s'expliquent par des alternances de creusement et d'alluvionnement liées à des variations du niveau de base (terrasses eustatiques) ou du climat (terrasses climatiques) ou à des déformations (terrasses tectoniques)" (Joly, Bocquet et al. 1997). Dans les systèmes fluviaux, on décrit deux types principaux de terrasses: (i) étagées: chaque terrasse est taillée

dans la roche en place laissant apparaître leur substratum rocheux et (ii) emboîtées: chaque terrasse est taillée entièrement dans le matériel de la terrasse antérieure (Figure IV-37).

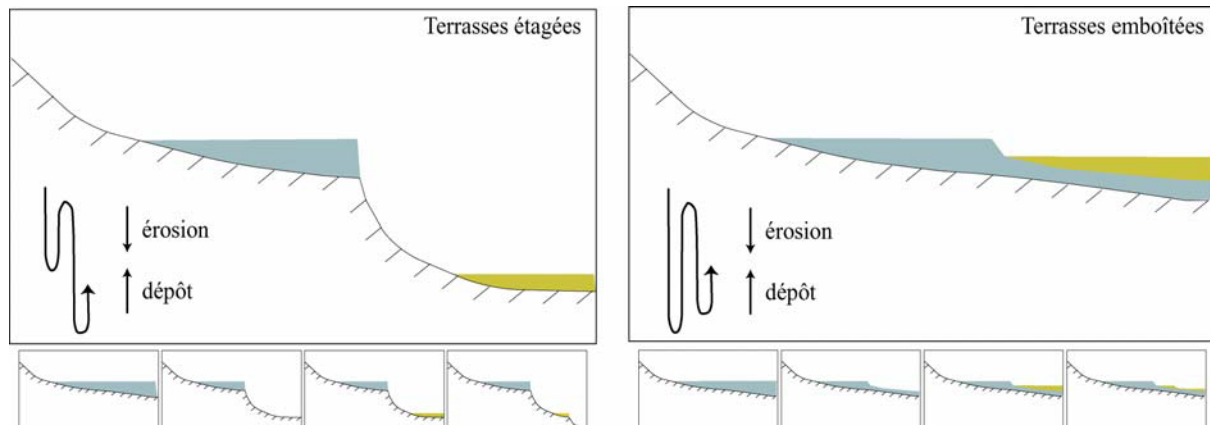


Figure IV-37: Types principaux des terrasses fluviales: (a) étagées et (b) emboîtées.

Une terrasse en milieu fluvatile est une réponse à un mouvement négatif du niveau de base, soit par chute du niveau de base soit par soulèvement du contexte dans lequel coule la rivière.

En milieu sous-marin, le terme a été introduit par analogie morphologique aux terrasses fluviales. Est-ce qu'on peut utiliser le terme terrasse en milieu marin, tel qu'on le fait souvent dans la bibliographie, par simple assimilation morphologique?? Pour discuter ce point on reprend la définition des types de terrasses fluviales (Figure IV-37) et l'exemple sous-marin de la coupe sismique de la Figure IV-38.

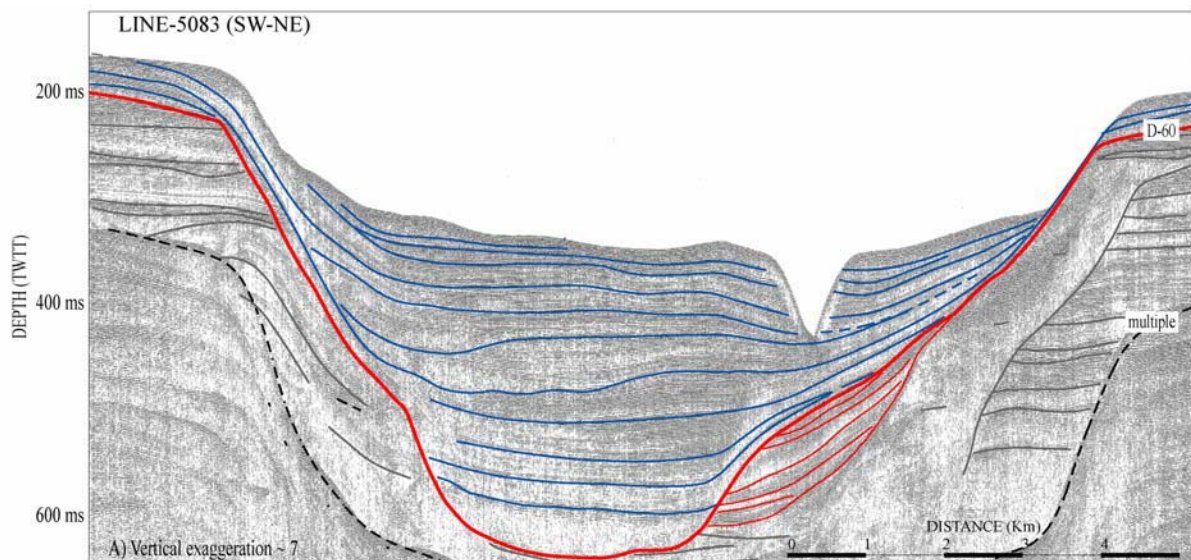


Figure IV-38: Exemple sismique pour discuter le terme "terrasse" en milieu sous-marin et proposer le terme "terrasse sous-marine" en espérant refléter (i) un trait morphologique ressemblant au milieu fluvatile terrestre, (ii) la différence de dépôt exprimée par la relation entre le dépôt des plumes et le cours turbide qui creuse l'incision axiale et (iii) la non relation (ou très faible) avec le niveau de base .

On observe deux différences fondamentales avec le milieu fluvial :

(i) La majorité des sédiments qui remplissent cette partie de la tête du canyon sont les mêmes sédiments que ceux qui remplissent progressivement l'ensemble de la plate-forme, qui construisent la pente et qui (en se rajoutant aux sédiments hemipélagiques) remplissent progressivement le bassin profond et font monter le niveau de base. Ce sont essentiellement des sédiments d'origine fluviatile transportés par les "plumes" et non par les courants de turbidité qui creusent dans l'axe de ces dépôts (toutefois des dépôts de débordement peuvent être associés au niveau de la pente, principalement en bas de pente, construisant des lobes et autres édifices turbidiques). L'ensemble sédimentaire qui remplit progressivement le canyon ne correspond pas à "une partie du lit ancien" ; l'incision reflète le passage essentiellement érosif des courants de turbidité qui entaille un dépôt mis en place par des "plumes". C'est cette incision (postérieure au début du remplissage et contemporaine de la fin du remplissage dans notre zone d'étude) qui rend l'ensemble morphologiquement similaire à une terrasse fluviatile. Mais, en milieu terrestre, les sédiments qui constituent la/les "terrasses" sont des alluvions (ou de roches) transportés par le cours fluvial lui même.

(ii) Contrairement au milieu fluviatile (où les terrasses sont une réponse à un mouvement négatif du niveau de base), les "terrasses sous-marines" sont contrôlées par le dépôt de "plumes" et/ou leur relation avec l'érosion (et dépôts de débordements éventuels) des courants de turbidité.

Ces différences majeures, entre le milieu marin et terrestre, rendent le terme "terrasse" ambiguë. Ce terme fausse le regard car, malgré les similitudes morphologiques, la signification de l'objet est tout autre en milieu marin qu'en milieu terrestre. Quel terme utiliser? On ne sait pas trop...peut être adjoindre un adjectif au nom "terrasse" et utiliser le terme "terrasse sous-marine" en espérant qu'il reflète (i) un trait morphologique semblable au milieu fluviatile terrestre, (ii) la différence du dépôt exprimée par la relation entre le dépôt des plumes et le cours turbide qui creuse l'incision axiale et (iii) la relation avec le niveau de base.

L'ensemble parcouru dans cet chapitre nous permet de: (i) établir le contexte morphologique dans le quelle se développent les canyon sous-marins étudiées (ii) caractérisée quantitativement l'ensemble des canyons de la zone d'étude et (iii) mettre en évidence et discuter des traits morphologiques peu connus jusqu'au présent travail.

*Chapitre V :*

*Architecture sismo-stratigraphique de la zone d'étude; relation avec les canyons sous-marins*

## V.1. Interprétations sismo-stratigraphiques des séquences de dépôt du Quaternaire sur la plate-forme du golfe du Lion

Plusieurs auteurs ont essayé d'expliquer le cadre stratigraphique de la plate-forme du Golfe du Lion. Même si l'objet de l'étude reste le même (les séquences de dépôt sur la plate-forme), la méthodologie utilisée par chaque auteur peut y être significativement différente. Cet aspect conditionne fortement la solidité du modèle proposé et les conclusions qui en découlent.

Deux points fondamentaux étudiés par chaque auteur nous intéressent: **(i)** l'interprétation stratigraphique avec le modèle proposé et **(ii)** les observations et interprétations qui font référence aux canyons sous-marins.

Historiquement on trouve :

### V.1.1. Monaco, 1971

**(i)** Monaco a réalisé une des premières études stratigraphiques des dépôts sur la plate-forme continentale du Golfe du Lion à partir de profils sismiques et nombreux carottages (Monaco, 1971). L'auteur décrit 6 niveaux (appelés de a1 à a6, du plus ancien au plus récent) et propose une première interprétation stratigraphique en reliant les niveaux observés aux grandes phases de glaciations connues à terre (Würm, Riss, Mindel).

De la base au sommet, il décrit (Figure V-1):

- **La série a1** (difficilement discernable des dépôts sous-jacents attribués au Pliocène) est associée à un cailloutis rougeâtre lié à une phase d'émersion du début du Quaternaire. Le creusement initial des canyons y est associé.

- **La série a2** est creusée par le premier réseau hydrographique observable et généralisé à tout le plateau. L'épandage alluvial associé est interprété comme contemporain de la régression du **Mindel**. Le tracé du chenal principal (paléocours du Têt ou de l'Agly ?) peut être suivi et conflue avec des rivières plus septentrionales du Languedoc.

- **La série a3** est restreinte à la partie septentrionale de la zone d'étude, c'est un épisode régressif interrompant la transgression (série a4) et caractérisé par un épandage alluvial (a3) contemporain de la régression du **Riss**. Le réseau fluvial associé est plus hiérarchisé et emboîté dans le précédent (a2).

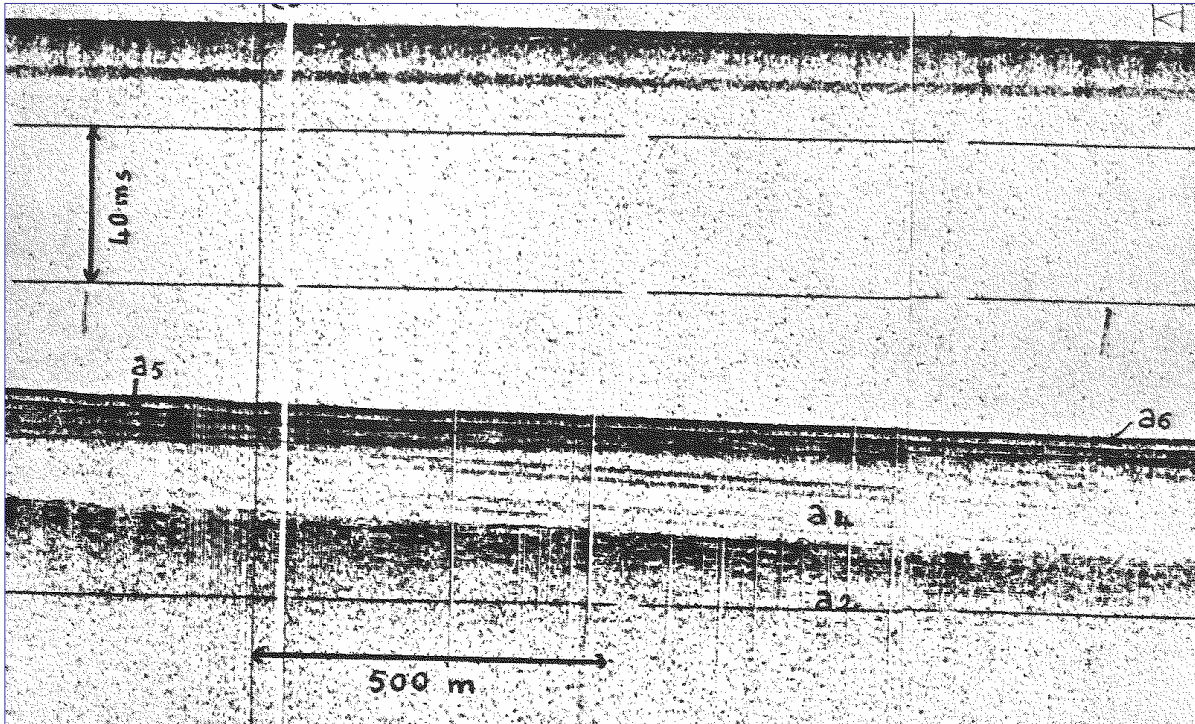


Figure V-1 : Interprétation stratigraphique proposée par Monaco (Monaco, 1971) où l'on voit les séries: a2, a4, a5 et a6 .

- **La série a4** a un caractère homogène, avec des réflexions obliques progradantes interprétées comme d'origine deltaïque. Un niveau a4I de vase beige homogène suggère des conditions (bathymétriques et climatiques) analogues à l'actuel (Néothyrrhénien, interstade du **Würm** ancien) (Monaco, 1971). Elle atteint 40 m en bordure de plate-forme. Elle colmate un affluent du Rech Bourcart (canyon de l'Aude) et serait associée au Tyrrhénien (s.l.). Des témoins laguno-marins étagés de 3 à 25 m y seraient associés dans le secteur de Leucate ainsi que les bancs rocheux immergés par 20-40 m de profondeur. La série est dite transgressive. A son sommet la régression du Würm III est amorcée.

- **La série a5** présente plusieurs sous-unités : un niveau de cailloutis inférieur a5IIa avec galets éolisés et débris de faune atlantique, témoin d'une phase régressive qui a probablement atteint la bordure du plateau (-100 m) et rajeunit les vallées sous-marines. Un niveau de vase grise a5IIb témoignerait d'une oscillation positive de la mer jusqu'à -70-75 m, le dépôt est caractéristique d'un milieu peu profond mais toujours sous climat froid (WIII-WIV). Enfin, le niveau a5IIc à cailloutis contemporain de la dernière régression (WIV) dont l'extension semble limitée à la bordure de plate-forme. Ce niveau présente les mêmes caractéristiques que le a5IIa : galets fluviatiles remaniés, parfois éolisés, avec des individus de faunes froides, il est daté à 18 000 ans. Des placages éoliens se mettent aussi en place dans les zones exondées

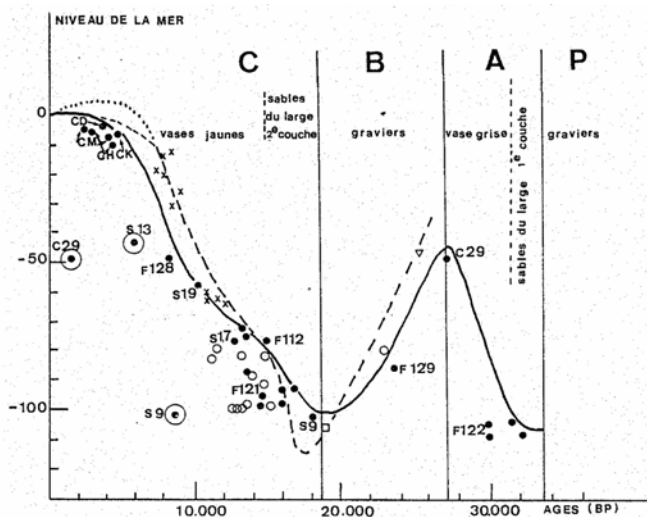


de la plate-forme interne. Consolidés certains forment actuellement des bancs immergés, leur âge serait de 27 000 ans.

- **La série a6** correspond à la transgression versilienne (Holocène). Elle débute par une légère oscillation positive et un stade de stationnement vers -85-90 m, au cours duquel s'accumule une forte épaisseur de sable de type littoral (5 à 10 m) à morphologie dunaire constituant une bande continue le long de la bordure du plateau désignée sous l'expression reprise de Bourcart "sables du large" (Cit. Monaco, 1971).

Les apports à l'origine de ces formations sont mixtes : pyrénéens et rhodaniens. Leur période de mise en place s'étend de 18 000 à 6 000 ans. La vitesse de transgression est estimée à 5m/ka (par datation de la faune associée au cailloutis). Les épandages grossiers qui entourent les hauts fonds à 30-40 m sont contemporains d'un stade d'arrêt de la transgression vers 8 000 ans. Les dépôts correspondant aux dernières phases de la transgression et à son maximum, sont des vases beiges (pouvant atteindre 15 m sur le plateau médian). Les épisodes chauds et humides de l'Atlantique, le sud-boréal plus frais et l'épisode assez froid (sub-atlantique) y sont reconnus.

L'interprétation des unités supérieures est soutenue, quelques années plus tard, par de nouvelles datations réalisées dans les séquences supérieures (jusqu'à 6 m de profondeur) (Labeyrie et al., 1976). Ces auteurs proposent alors une courbe de variation du niveau de la mer pour les derniers 34 000 ans-BP (Figure V-2).



... Plateau du Roussillon : • coquilles; ⊙ Lamellibranches à habitat mal défini ;  
— Plateau ouest africain : ○ algues ; □ corail; ▽ coquilles; x tourbes

Figure V-2 : Courbe de variation du niveau de la mer pour les derniers 34 000 ans-BP (Labeyrie et al., 1976), comparaison entre la côte ouest africaine et le plateau du Roussillon.

(ii) Monaco fait, dans cet ensemble stratigraphique, quelques observations sur les canyons sous-marins basées sur la sismique, sur la coupe géologique proposée par Bourcart (1948) (Figure V-3) et sur les observations des flancs des canyons du Cap de Creus et Lacaze-Duthiers (Figure V-4).

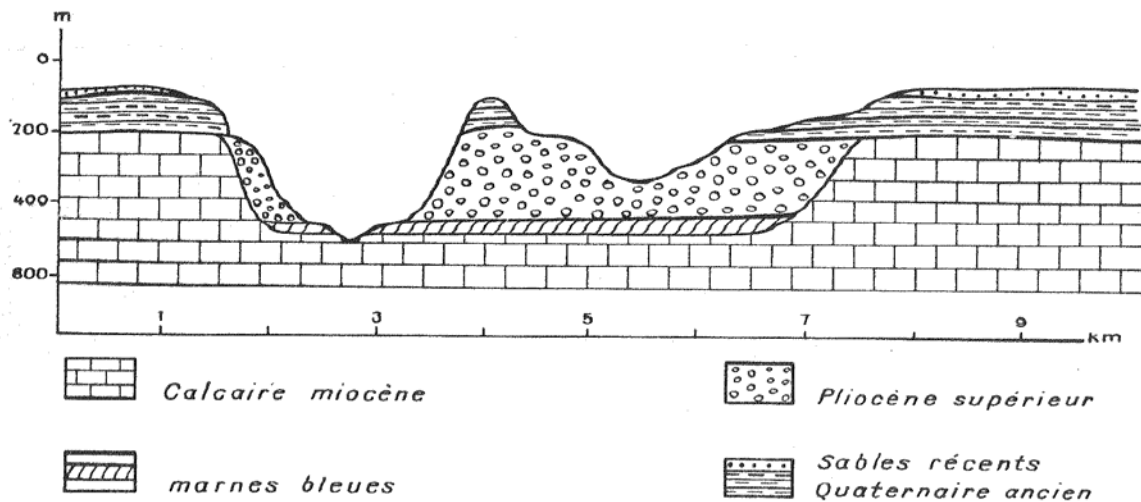


Figure V-3 : Coupe géologique du rech Lacaze-Duthiers (Monaco, 1971 d'après Bourcart et al., 1948)

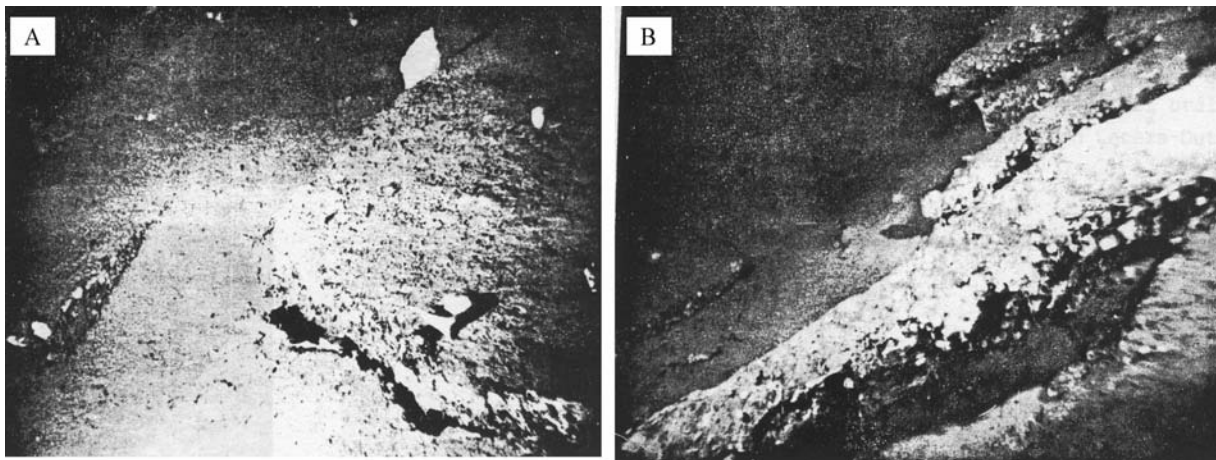


Figure V-4 : Photographie des dalles rocheuses dans le cirque de tête des canyons du Lacaze-Duthiers (a) et du Cap de Creus (b) (Monaco, 1971 d'après Reyss, 1969)

Monaco soutient que les séries plus anciennes (a1) sont difficilement dissociables du Pliocène sous-jacent et semblent contemporaines du début de la phase d'émersion villafranchienne (Villafranchien inférieur). Les séries plus anciennes sont déterminées grâce à des formations consolidées affleurant sur les parois des canyons à partir de 200 m de profondeur. Le creusement des canyons date du maximum régressif villafranchien. Les rechs Lacaze-Duthiers et Pruvot sont en relation avec le réseau fluvial principal qui entaille largement le substratum pliocène, un façonnement anté-pliocène paraît improbable (Monaco, 1971). L'auteur constate le colmatage de la première branche du canyon Bourcart par le

niveau a4 d'âge Tyrrhénien et le rajeunissement des canyons dans l'épisode *Würm-III* 35000 ans BP, l'auteur ne donne pas d'information sur les effets de la dernière régression (*Würm-IV*) dans les canyons.

### V.1.2. Got, 1973

(i) Got (1973) étend le modèle stratigraphique de Monaco (1971) et s'intéresse au fonctionnement des canyons en y décrivant des épisodes de creusement et de remplissage alternatifs.

De la base au sommet, il décrit (Figure V-5):

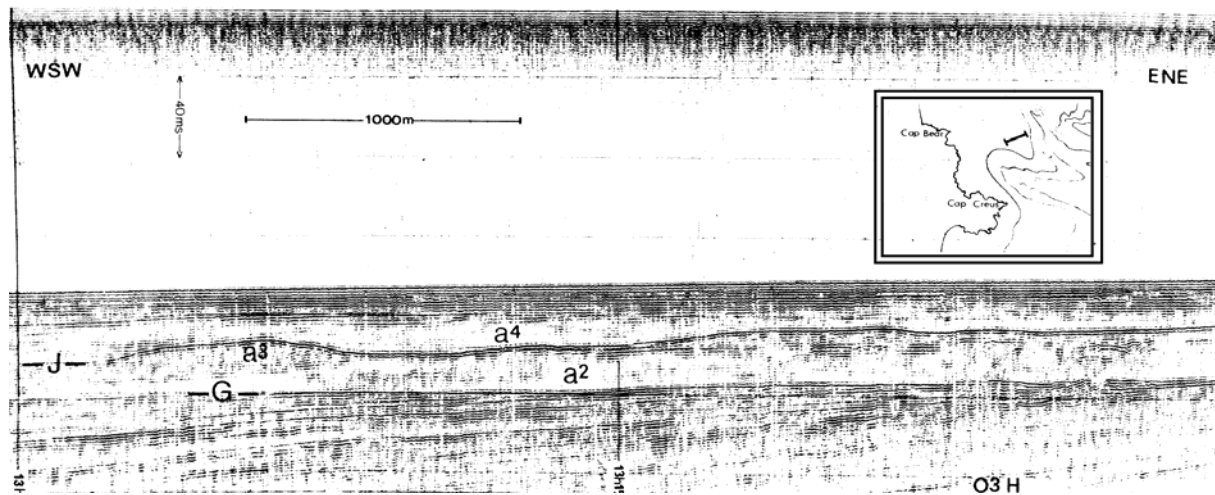


Figure V-5 : Interprétation stratigraphique proposée par Got (1973) entre les canyons du Cap de Creus et Lacaze-Duthiers.

- Une surface de **discordance G**, attribuée à la limite Pliocène-Quaternaire. Cette surface se trouve vers 200 ms en tête du Cap Creus, vers 240 ms sur l'interfluve Cap-Creus-Lacaze-Duthiers. Au dessus de G les dépôts du Quaternaire ancien (a1-a2) ont une épaisseur constante, cette série est surmontée par une série discontinue (a3) de réflecteurs obliques (fortement pentés).

-**Le réflecteur J** correspond à une surface d'érosion particulièrement bien marquée et tronquant les dépôts (a1, a2 et a3) à dominante marine. Ce réflecteur est interprété comme la surface d'érosion de la fin de la glaciation du Riss (d'après le raccordement de cette surface aux terrasses quaternaires du Roussillon par Monaco, 1971). La surface J se situerait à une profondeur voisine de 150-200 ms en tête du canyon de Cap Creus ; vers 200 ms en tête du canyon Lacaze Duthiers et vers 220 ms sur l'interfluve Cap Creus-Lacaze-Duthiers.

-Au dessus de ce réflecteur J, Got décrit les dépôts de **a4** dont la base de la séquence est constituée de réflecteurs de faible amplitude comblant les irrégularités de J, ce niveau carotté montre des sédiments vaseux plastiques jaunes correspondant à des conditions bathymétriques et climatiques équivalentes à l'actuel et dont l'âge serait würmien (interstade WII-III).

- **Le niveau a5** se trouve au dessus de a4. Il est composé par une série de réflecteurs conformes de forte amplitude intercalés de zones transparentes. Il correspond à une période d'exondation liée à des conditions climatiques plus froides traduite par des niveaux graveleux (a5IIa) retrouvés sur l'ensemble du plateau. La remontée du niveau de la mer permettrait le dépôt des vases grises a5IIb du Würm récent (WIII-IV depuis au moins 35 000 ans) se terminant en biseau près du rivage. Sur le plateau externe, ces vases grises silteuses würmiennes (a5IIb) présentent des thanatocoenoses à faunes froides (décrites en particulier sur l'interfluve Lacaze-Cap Creus) qui, grâce au faible taux de sédimentation post-glaciaire et des courants profonds, se maintiennent à l'affleurement (Got, 1973). L'épaisseur et l'âge du niveau a5 dépendent de la zone considérée. Face au Roussillon, ce niveau n'excède pas 50 m (a5 seul ou a4+a5 ?) et son âge le plus récent est de 18 000 ans (Got, 1973). Au large de l'Ampurdan, la puissance peut atteindre 250 m grâce à un basculement très net vers le large et, corrélativement sa partie supérieure est plus récente. La période post-glaciaire débiterait à 16 000 ans par le dépôt vers -80-85 m des sables du large qui remanient les assises caillouteuses du Würm terminal. En Ampurdan, ils affleurent jusqu'à -120 m. Les sables reliques seraient déposés pendant la transgression flandrienne, en reprenant les dépôts antérieurs Würmiens (WIV) (sables, graviers et coquilles). Ces sables transgressifs peuvent atteindre 10 m d'épaisseur et présentent une morphologie dunaire (Got, 1973 et Got et al., 1990).

- **Un niveau a6**, identifiable au sondeur de sédiment par une couche transparente (vase jaune supérieure) est limité vers le large par l'isobathe 80 m sur tout le pourtour méditerranéen, il se retrouve néanmoins jusqu'à 120 m dans le secteur catalan. Il correspond à la transgression du Flandrien (Holocène). Son épaisseur est d'une vingtaine de mètres en Ampurdan. Sur la pente, les dépôts holocènes sont faibles (moins de 1 m au niveau des interfluves).

(ii) Dans cet ensemble stratigraphique l'auteur fait de nombreuses observations sur les canyons du Cap de Creus et Lacaze-Duthiers qui recourent les résultats de Reyss (1969). Got résume ses résultats de la manière suivante :

-leur morphologie les apparente à des vallées à creusement subaérien ;  
-le creusement s'est effectué préférentiellement selon la direction d'accidents tectoniques ;

-la phase d'érosion du Pliocène Supérieur (et même moyen) marquée par la discordance " G " est responsable du creusement initial des canyons ; ils entaillent plus ou moins profondément le substratum et la série sédimentaire jusqu'au Pliocène inclus (l'auteur dit que " ...nous n'avons pas recueilli d'échantillon de calcaires miocènes décrits par Bourcart dans le canyon Lacaze-Duthiers ; si le Miocène existe, il doit être faiblement entaillé au fond du talweg et recouvert par des sédiments récents ") ;

-Au cours du Quaternaire se sont produites plusieurs phases successives de creusement et de comblement. La néotectonique (glissements) a joué un rôle actif dans les comblements.

Dans un essai de généralisation des observations Got (1973) propose pour la partie concernant les canyons sous-marins:

-A la fin du Pliocène et au début du Quaternaire, un effondrement de l'actuelle plaine abyssale. Simultanément, les chaînes côtières (Pyrénées) prennent leur relief actuel (la surrection serait supérieure à 1500 m pendant le Quaternaire).

Le domaine continental alors très large, est entaillé par des vallées de quelques centaines de mètres de profondeur.

Le mécanisme du passage d'une vallée aérienne à un canyon sous-marin est conçu comme suit :

- La subsidence générale du bassin se poursuivant, la flexure migre vers le continent au cours du Quaternaire ; le niveau de base remonte le cours de la vallée qui s'enneie progressivement.
- Des rejeux localisés d'accidents anciens accentuent localement le phénomène.
- Le dénivelé entre talweg et sommet s'accroît par sédimentation sur les interfluves, jusqu'à atteindre plus de 1000 mètres.
- Les oscillations eustatiques secondaires, auxquelles se surimposent les déformations tectoniques, sont responsables du recreusement partiel des

canyons. La dernière phase, pré-flandrienne, a arasé le plateau et interrompu toute liaison avec des vallées aériennes actuelles.

### V.1.3. Aloïsi, 1973, 1975, 1978

(i) Aloïsi élargi la zone d'étude à la plate-forme languedocienne et rhodanienne. Des cartes morphosédimentaires des dépôts superficiels sont alors réalisées sur la totalité de la marge ainsi que les cartes isopaques des dépôts holocènes.

Les unités stratigraphiques reconnues par Monaco et Got sont identifiées aussi, Aloïsi décrit (Figure V-6).

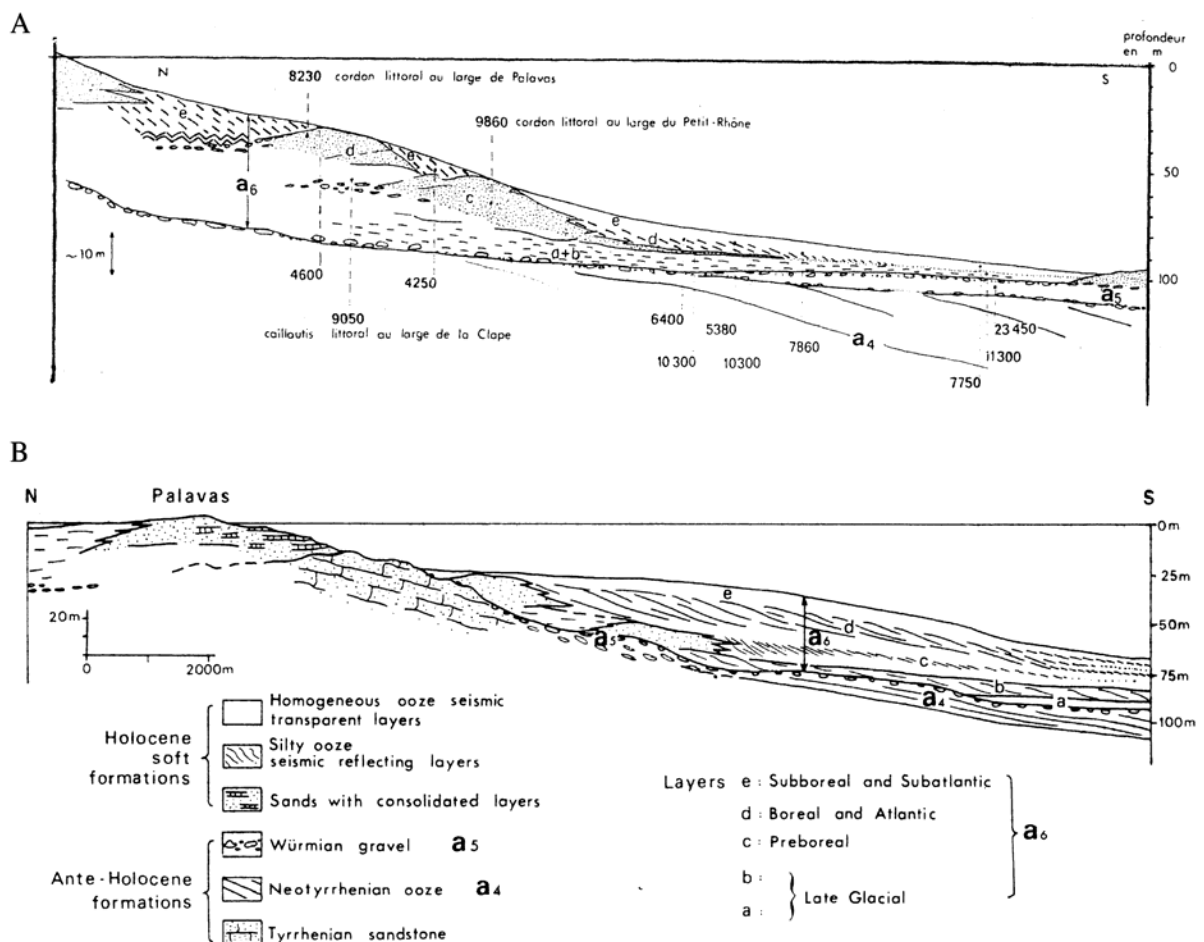


Figure V-6 : Interprétation stratigraphique proposée par Aloïsi (Aloïsi, 1973-1978).

- L'ensemble a4 (Tyrrhénien) est épais de 40-50 m, présente des réflexions obliques en alternance avec un faciès transparent. Il comporte deux sous-ensembles séparés par une surface d'érosion (a4-I et a4-II). Le plus ancien pourrait correspondre au Riss (il serait alors l'équivalent de a3) (Aloïsi et al., 1975b).

- **La séquence a5.** Aloïsi retrouve parfaitement les niveaux graveleux a5IIa et a5IIc encadrant une vase grise silteuse a5IIb qui se biseaute à 60-80m (au large de La Clape et de Palavas). Une datation à 23 450 +/- 600 ans BP confirme son attribution à un interstade du Würm récent.

- **La séquence a6-III** correspondant à la phase postglaciaire est étudiée en détail. De petites terrasses marines sont façonnées vers -85 m (13 800 ans+/- 300) et -70 m (12 900 +/- 200 ans BP). Mais l'essentiel des dépôts pouvant atteindre 40 m d'épaisseur a lieu dans la zone de la plate-forme interne. L'analyse des profils sismiques amène Aloïsi à subdiviser le niveau a6 en 5 sous-niveaux a, b, c, d, e. Le niveau a transparent (11 300 +/- 170 ans BP) est surmonté d'un niveau b à réflecteurs horizontaux. Les niveau c et d correspondent à des associations de sables et de vases silteuses, association de cordon littoraux et de vases deltaïques empilées verticalement. Le niveau e transparent se biseaute vers le large (1 m à quelques centimètres), il est daté comme étant postérieur à 6000 ans et considéré comme contemporain du maximum transgressif (Aloïsi et al., 1978).

#### V.1.4. Aloïsi 1986

Aloïsi présente, en 1986, un modèle de fonctionnement du système de sédimentation deltaïque sur la plate-forme du Golfe du Lion basé sur les carottages et la sismique.

Il propose (Figure V-7):

- **Un prisme sédimentaire épicontinental**, résultant des phénomènes d'apport et de dépôt (Aloïsi, 1986) : c'est une couche de quelques dizaines de mètres d'épaisseur disposée en éventail (sur environ 5 km) à l'intérieur de laquelle s'observe la transition entre des faciès alluviaux, littoraux (sables), des faciès infralittoraux ou prodeltaïques (silts et argiles) à stratifications obliques et des faciès circalittoraux (pélites). Cette entité prend la forme d'un lobe développé à partir d'un point source selon le sens de dispersion et le courant général. Aloïsi décrit le fonctionnement et l'évolution de ce système en fonction des conditions paléogéographiques (variation du niveau marin relatif en particulier).



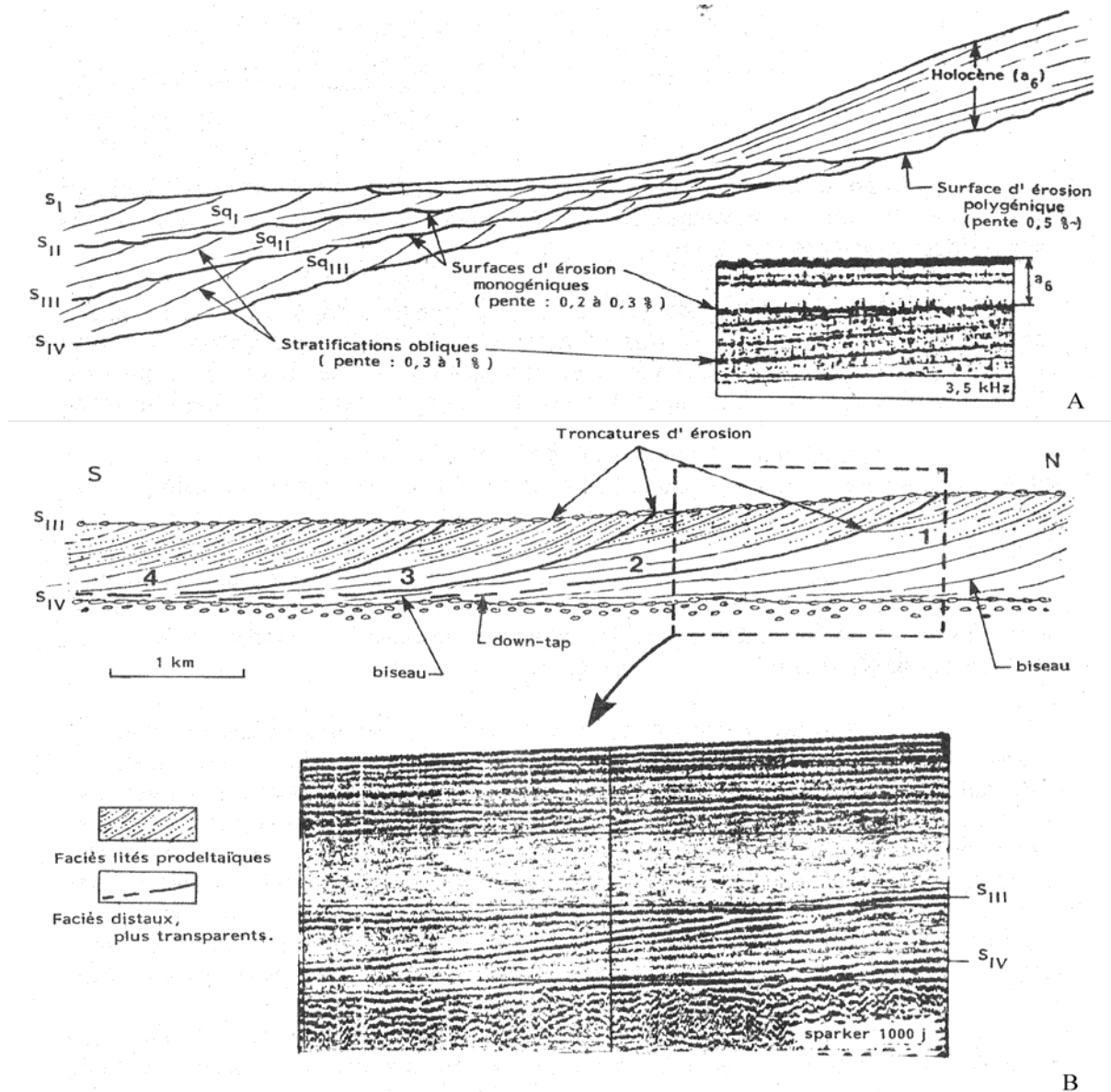


Figure V-7: Interprétation stratigraphique proposée par Aloïsi (1986). (A) Structure générale montrant le caractère cyclique des effets du glacio-eustatisme sur le remplissage sédimentaire quaternaire. (B) Structures internes d'une séquence de dépôt interstadaire constituée d'une succession d'unités prismatiques élémentaires (1, 2, 3...) dont les relations géométriques sont schématisées. Chaque unité montre les faciès prodeltaïques lités et les faciès distaux plus transparents du Prisme Sédimentaire Epicontinental.

- **Un remplissage pléistocène constitué par :** une succession de séquences de dépôts en forme de coin ouvert vers le large, séparées par des surfaces d'érosion majeures, venant buter sur une surface morphostructurale vers -60-80 m. Quatre surfaces majeures sont identifiées S<sub>I</sub>, S<sub>II</sub>, S<sub>III</sub>, S<sub>IV</sub>, séparant les séquences Sq<sub>I</sub>, Sq<sub>II</sub>, Sq<sub>III</sub>, Sq<sub>IV</sub>. Ces séquences dites interstadières sont caractérisées par des surfaces très faiblement déclinées (0,2-0,3 %) à leur base et à leur sommet; leur épaisseur n'excède pas 30 m et elles montrent toujours des

stratifications obliques dont les pendages, dirigés vers le large sont inférieurs à 1° et s'atténuent progressivement (Figure V-7).

Dans les parties interne et moyenne de la plate-forme, face aux émissaires fluviaux de l'Aude, de l'Orb, de l'Hérault et du Rhône, des structures à faciès chaotique, se biseautant vers le large (E5, E3, Ex), sont mises en évidence.

Cet ensemble Pléistocène est surmonté en discordance par les formations holocènes (a6, 12000 ans pour l'auteur) qui reposent soit directement sur la surface morphostructurale (surface polygénique d'érosion ou de non-dépôt) soit plus au large sur le Pléistocène supérieur.

En période d'amincissement de la tranche d'eau, le prisme sédimentaire épicontinental progradant vers le large est à l'origine de l'édification des domaines médian et externe de la plate-forme en période régressive. A partir d'un haut niveau marin (tel que l'actuel) le *shelfbreak* est mis en situation infralittorale où l'épaisseur de la tranche d'eau est de quelques dizaines de mètres (maxima glaciaire exclu). Aloïsi appelle "interstadias" les dépôts correspondant à cette période.

La partie amont de la séquence SqI est composée de vases silteuses typiques d'un milieu pro-deltaïque ; la partie plus en aval de la séquence montre une réponse sismique plus transparente qui est interprétée comme une sédimentation pélagique (< 40 µm) circalittorale. Les parties plus internes et sableuses du PSE font totalement défaut. Les corps E5, E3, Ex sont caractérisés par un faciès sismique de forte amplitude au sommet avec des réflexions internes ondulées et discontinues ; quelques prélèvements montrent des cailloutis de galets et graviers. Ces corps sont interprétés comme des terrasses alluviales.

La séquence SqI (a5 de Monaco) correspondrait à un interstade würmien (corrélations avec les séquences interstadias reconnues à terre) dont le maximum eustatique est situé vers -50 m et daté 27 000-C14-BP (Labeyrie et al., 1976). Les Séquences SqII (a4II et a5) et SqIII (a4I et a3 de Monaco & Got) correspondraient au Tyrrhénien (s.l.). Ces formations développées dans les parties médianes et externes du plateau sont tronquées à leur sommet au fur et à mesure du transfert vers l'aval des centres de dépôt et pendant les périodes glaciaires postérieures à leur mise en place.

- En période d'exondation de la plate-forme, la majorité de la plate-forme est soumise à l'érosion ; ce qui génère les surfaces de discordance SI, SII, SIII, SIV. Ces surfaces sont ondulées et présentent, localement, des formes d'érosion de type paléo-chenaux plus ou moins bien conservées sur la plate-forme interne mais absentes sur la plate-forme moyenne. En parallèle, des formations infralittorales et littorales se déposent sur la bordure externe de la plate-forme et constituent le prolongement des séquences SqI, SqII, SqIII, SqIV. Les unités à pentages élevés obliques tangentiels ou parallèles sont interprétées comme de grands lidos sableux progradants mis en place en période de stabilité eustatique de bas niveau et témoins des rivages rissiens (SqIII) et würmiens (SqII et SqI) (*Cit.* (Aloïsi, 1986)). Sur la plate-forme externe l'érosion est visible dans les têtes de canyons.

Deux phases de creusement majeur sont identifiées et corrélées aux surfaces d'érosion SIII (Riss) et SII (Würm). La séquence sqII se développe entre ces deux surfaces. Dans le détail elle est constituée de deux sous-unités : une unité sigmoïde de faible extension (déposée au cours de la remontée) et une unité supérieure déposée pendant la phase régressive du cycle suivant. Le colmatage est interprété comme ayant lieu en milieu infralittoral. La phase d'émersion ultime conduirait au nouveau creusement du canyon et au transfert majeur des centres de dépôts vers le bassin profond.

Pour Aloïsi les dépôts transgressifs anciens sont donc très restreints. L'essentiel du remplissage correspond à des sédiments déposés en phase régressive (diminution de la tranche d'eau). La progradation de la plate-forme la plus efficace se réalise lorsque la plate-forme externe et la pente sont en situation infralittorale. Cette différence d'efficacité fondamentale s'explique par une double source d'apports pendant les phases de chute eustatique : l'une fluviale directe et l'autre locale, correspondant à la reprise par érosion du matériel meuble fraîchement déposé.

Au maximum glaciaire, le *shelfbreak* est atteint. L'érosion façonne la plate-forme par creusement des chenaux et des têtes de canyons. Les centres de dépôts sont transférés vers le bassin profond. Le *deep-sea fan* rhodanien s'édifie et prograde (Monaco et al., 1982, Méar, 1984). Les périodes immédiatement antérieure et postérieure aux maxima glaciaires placent la plate-forme externe et le talus en situation infralittorale et favoriseraient les phénomènes de colmatage et de progradation du rebord de plate-forme.

Aloïsi et Mongenot (Aloïsi and Mougnot, 1989) introduisent une nouvelle nomenclature à partir de termes de stratigraphie sismique (Vail et al., 1987): Prisme de Haut Niveau, Prisme de Bordure de Plate-forme et leurs surfaces correspondantes.

(ii) Dans cet ensemble stratigraphique, Aloïsi observe différentes formes d'érosion, les mieux conservées se situent dans la plate-forme externe. Ces incisions très nombreuses correspondent essentiellement aux têtes de canyons dont les relations avec le réseau fluvial actuel restent hypothétiques, en raison de l'interruption des formes canalisées au niveau de la plate-forme moyenne. Les nombreux cirques de tête de canyon entament la plate-forme externe et sont souvent colmatés par des dépôts bien stratifiés, des structures secondaires avec la forme de grandes ondulations, ayant pour origine les phénomènes de glissement gravitaires affectant la couverture sédimentaire de ces zones à forte pente (Aloïsi, 1986 d'après Got et al., 1979). Malgré le manque de carottes, l'interprétation sismique permet de situer, dans le cycle Transgression/Régression, les phénomènes de colmatage des têtes de canyon et plus généralement les périodes d'efficacité des processus de progradation du rebord de plate-forme et du talus supérieur. Le comblement des têtes de canyons semble plus efficace lorsque la plate-forme externe et le *shelfbreak* sont en situation infralittorale (Figure V-8).

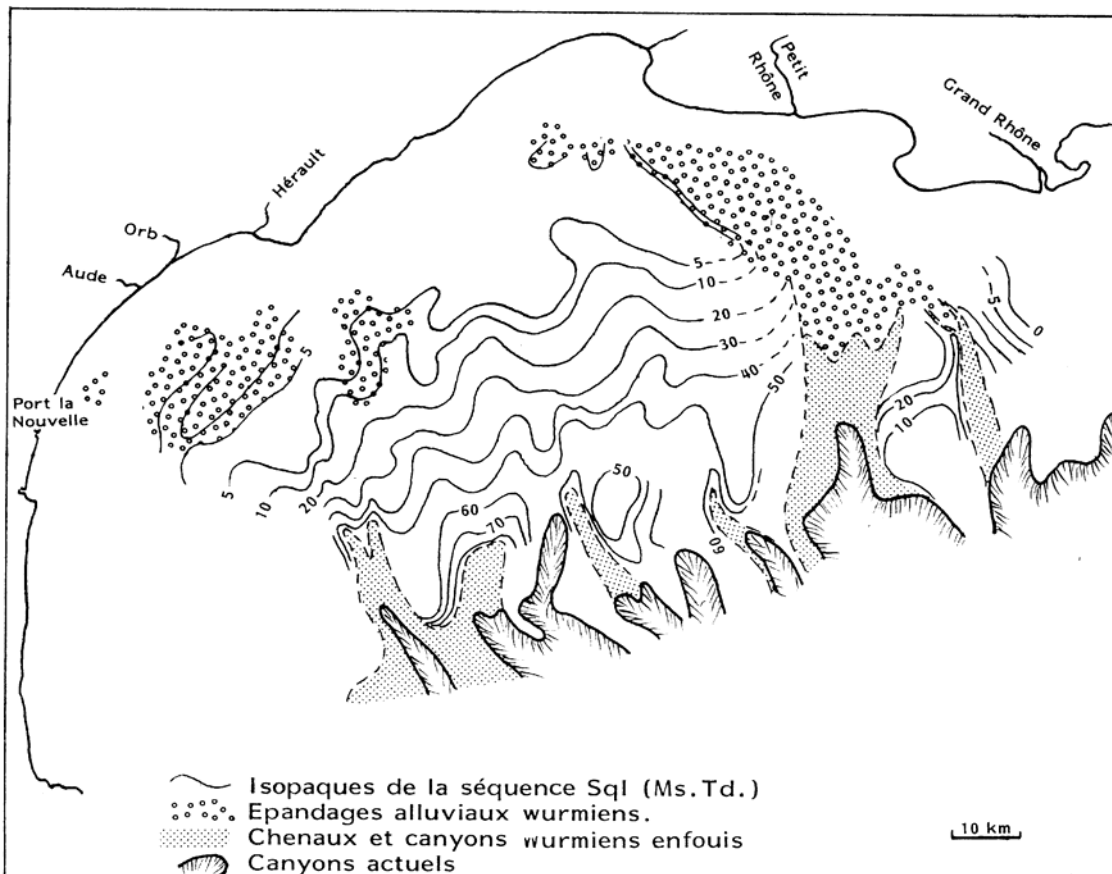


Figure V-8 : Localisation des épandages alluviaux Wurmiens au droit des principales sources d'apport. Cartographie des canyons actuels et des canyons wurmiens enfouis (d'après Aloïsi, 1986).

Il conclut qu'au cours d'un épisode glaciaire, le *shelfbreak* est atteint (voir dépassé) par le niveau marin dans la période de maximum régressif et les conséquences majeures sont :

- un transfert des centres de dépôt vers le bassin profond, le *deep-sea fan* rhodanien, directement alimenté par le canyon s'édifie et en général prograde (Monaco et al., 1982 et Méar, 1984);
- l'érosion façonne la plate-forme en creusant des chenaux et têtes de canyons (Aloïsi, 1986).

### V.1.5. Tesson, Gensous *et al.*, 1989-2000

(i) A partir de 1989, Tesson et Gensous ont étudié la partie occidentale du Golfe du Lion ((Tesson et al., 1993; Tesson et al., 1990b; Tesson et al., 1989; Tesson et al., 1990a); (Gensous et al., 1993a; Gensous et al., 1993b)). Leur modèle est basé sur les concepts de la stratigraphie séquentielle (Figure V-9).

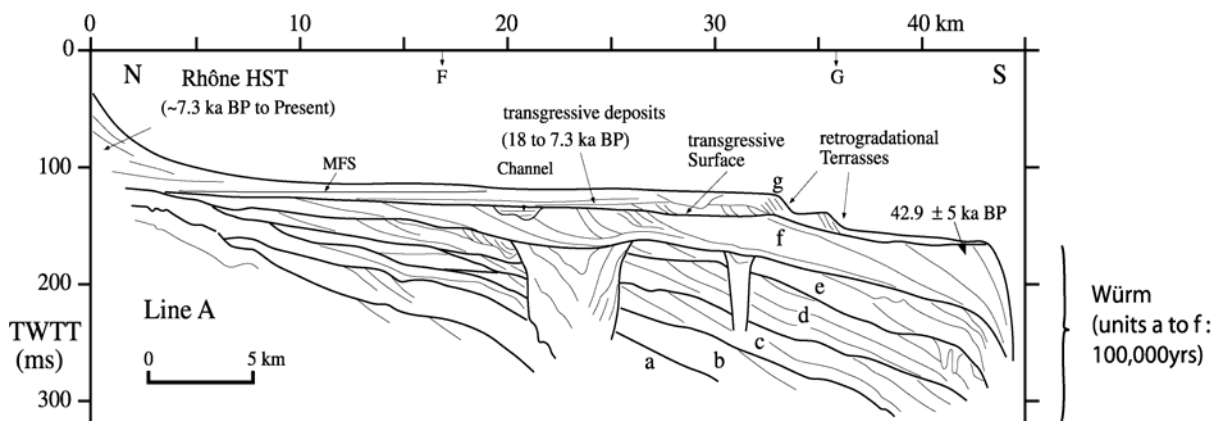


Figure V-9 : Ensembles principaux "reconnus" par Tesson et Gensous (1990b)

- **L'ensemble supérieur** comporte un complexe transgressif formé de trois unités transgressives : T1, T2, T3 et un complexe de haut niveau formé de quatre unités H1, H2, H3, H4.

L'unité T1 est située sur la plate-forme externe de la zone orientale (à ~100 m de profondeur). Gensous *et al.* (1993b) observent plusieurs prismes superposés formant des structures en terrasse. Leur contact basal est franc et leur configuration interne est caractérisée par des cliniformes progradants à fort pendage (jusqu'à 15°). L'épaisseur maximale des prismes est de 15 m (dans la zone orientale) (Gensous et al., 1993a); ils sont distribués parallèlement aux isobathes, se biseautent en direction du continent et sont déplacés progressivement vers le continent (*backstepping*). Leur lithologie est décrite comme sable moyen à grossier (El Hmaïdi, 1993; Gensous et al., 1993b) ou sable gris massif fin à moyen (160-250 µm) (Gensous and Tesson, 1997).

Les unités superposées T2 et T3 identifiées sur la plate-forme moyenne et interne, par des profondeurs d'eau actuelle de 30-60 m, correspondent aux unités c, a+b et d déjà identifiées et cartographiées par Aloïsi, 1986. Gensous *et al.* (1993b) reprennent aussi l'interprétation d'Aloïsi (Aloïsi, 1986; Aloïsi et al., 1978) qui associe les paraséquences transgressives aux périodes de ralentissement de la remontée du niveau marin entre ~12 à 8 ka BP. L'unité T1, quant à elle, serait associée à un faible taux de remontée antérieur à 14 ka BP (la courbe d'Aloïsi (1978) sur laquelle s'appuie cette interprétation s'arrête pourtant à 14 ka). Gensous et al., (1997) se basent ensuite sur la courbe établie par Bard (Bard et al., 1990).

Les dépôts transgressifs sont recouverts par les sédiments du complexe de haut niveau H1, H2, H3, H4 qui montrent toujours une configuration à réflexions obliques progradantes et correspondent aux Rhône de St Ferréol, Rhône de Péccais, Vieux Rhône et Rhône subactuel déjà identifiés et cartographiés (avec plus de précision) par L'Homer (1981) et Aloïsi (1986).

La particularité du modèle de Gensous est d'associer le corps sableux de bordure de plate-forme au cortège transgressif (T1).

#### **- L'ensemble inférieur pléistocène**

L'organisation générale des dépôts rejoint celle décrite par Aloïsi : les unités en forme de prismes sont superposées sur la plate-forme moyenne et externe. Les prismes sont limités à la base par une surface de *downlap* ou surface basale de progradation et au sommet par une surface de *toplap* ou de troncature érosive. Les prismes -a à f- (Unités Progradantes Régionales : UPR (*in* Tesson and Gensous, 1998a) correspondent aux séquences Sq décrites par Aloïsi (1986). Dans la zone orientale les UPR atteignent leur épaisseur maximale de 50 m sur le rebord de la plate-forme et se biseautent en direction du continent vers 80-90 m de profondeur sous le niveau marin actuel. L'angle des réflexions obliques progradantes est inférieur à 1,5-2° au sommet (cette mesure est légèrement supérieure aux pendages calculés par Aloïsi (1986) où certains angles sont inférieurs à 1°.) (Tesson et al., 1993; Tesson et al., 1990a). Les discontinuités internes qui tronquent les réflexions obliques sont interprétées comme des surfaces de déplacement vers le bassin (*downward shift surfaces*) comme Aloïsi l'avait déjà proposé en 1986. Le sommet de certains des prismes est entaillé par des structures érosives interprétées comme étant des chenaux de 10-15 m de profondeur et jusqu'à 500 mètres de largeur (Tesson et al., 1990b; Tesson et al., 1990a).

La continuité latérale des prismes est interrompue à l'Ouest de l'embouchure actuelle du Rhône par une large et profonde vallée incisée (actuellement remplie) orientée Nord-Sud, connectée avec la tête du Canyon du Petit-Rhône.

Le sommet du dernier prisme *f*, sub-affleurant sur la plate-forme externe, a été échantillonné sur quelques mètres d'épaisseur (El Hmaidi, 1993; Gensous et al., 1993a). Gensous interprète le milieu de dépôt comme peu profond correspondant à une plage sous-marine ou une plate-forme interne. Il considère que la partie érodée au toit du prisme ne dépasse pas 7 à 10 m (Gensous et al., 1993a). Deux datations réalisées à l'Ouest et à l'Est donnent respectivement un âge de  $\sim 42.9 \pm 5$  ka BP et 38.9 ka ; les dépôts marquant le maximum de bas niveau (stade 2) seraient donc absents de la plate-forme (Gensous and Tesson, 1996).

Chacun des prismes est interprété comme un prisme de bas niveau perché dans le sens de Posamentier et Vail (Posamentier and Vail, 1988b). Chaque prisme individuel représenterait un épisode de progradation de dépôts côtiers deltaïques correspondant aux phases terminales de baisse du niveau marin relatif. L'ampleur des épisodes de baisse du niveau marin induisant les surfaces de discontinuités à l'intérieur des prismes serait de courte durée et de faible amplitude ( $< 5$  m) (Tesson et al., 1993). Ce type de mise en place est considéré comme représentatif d'une régression forcée (Posamentier et al., 1992). Les dépôts transgressifs sont fins dans la partie orientale (petites unités à réflexions parallèles ou chaotiques de moins de 3 m d'épaisseur sur la plate-forme moyenne voire absents entre deux prismes successifs (Tesson et al., 1993; Tesson et al., 1990b; Tesson et al., 1990a).

Tesson *et al.* (1993) ont associé le dépôt des prismes identifiés dans leur étude (*a* à *f*) aux fluctuations glacio-eustatiques. L'ensemble des prismes représenterait selon ces auteurs le Würm (cycle de 4<sup>ème</sup> ordre -100 ka- dans le sens de Mitchum & Van Wagoner (1991) et chaque prisme individuel, une fluctuation de très haute fréquence (cycle de 5<sup>ème</sup> ordre -20 ka-) (Tesson et al., 1993; Gensous et al., 1993b; Tesson et al., 1994; Tesson and Allen, 1995; Gensous and Tesson, 1996).

A partir de 1995, l'étude de la zone occidentale (Languedoc-Roussillon) conduit Tesson et Gensous à reconnaître un motif plus compliqué où les prismes progradants préalablement identifiés (Unité Progradante Régionale UPR ou *Regional Prograding Unit RPU*) sont



séparés par des Unités Intercalées (UI). Ces Unités Intercalées sont de deux types (1) UI<sub>d</sub> (unité intercalé distale) : unités lenticulaires positionnées sur la plate-forme externe, formant des corps allongés atteignant 35 m d'épaisseur et interprétés comme des dépôts sableux littoraux (*nearshore*) résultant de l'érosion et du transport littoral (*longshore current*) du matériel des prismes de bas niveau pendant les périodes de remontée du niveau marin (Tesson and Allen, 1995; Gensous, 1996) ; (2) UI<sub>p</sub> (unité intercalé proximale) : corps prismatiques rétrogradants, s'épaississant vers l'amont et localisés au niveau du plateau interne (Tesson and Allen, 1995; Gensous and Tesson, 1996). Ces deux types d'unités avaient été reconnus par Aloïsi (1986) sous les termes respectifs de lidos sableux et terrasses alluviales E5, E3, Ex.

Aux 6 Unités Progradantes Régionales (a, b, c, d, e, f), identifiées préalablement s'ajoutent donc progressivement 6 Unités Intercalées distales (a', b', c', d', e', f') et 3 Unités Intercalées proximales (a'', b'', c'') (Tesson and Gensous, 1998a; Tesson et al., 2000).

Plusieurs types et plusieurs mécanismes de dépôt sont envisagés pour les UI<sub>d</sub> ; Tesson *et al.* (2000) concluent néanmoins que les Unités Intercalées sont globalement transgressives : elles seraient déposées pendant un niveau stable de courte durée au cours d'une phase globalement transgressive “ *we conclude that these deposits constitute deposition of a short-lived stillstand deposit during an overall transgression* ” (Cit. Tesson et al., 2000).

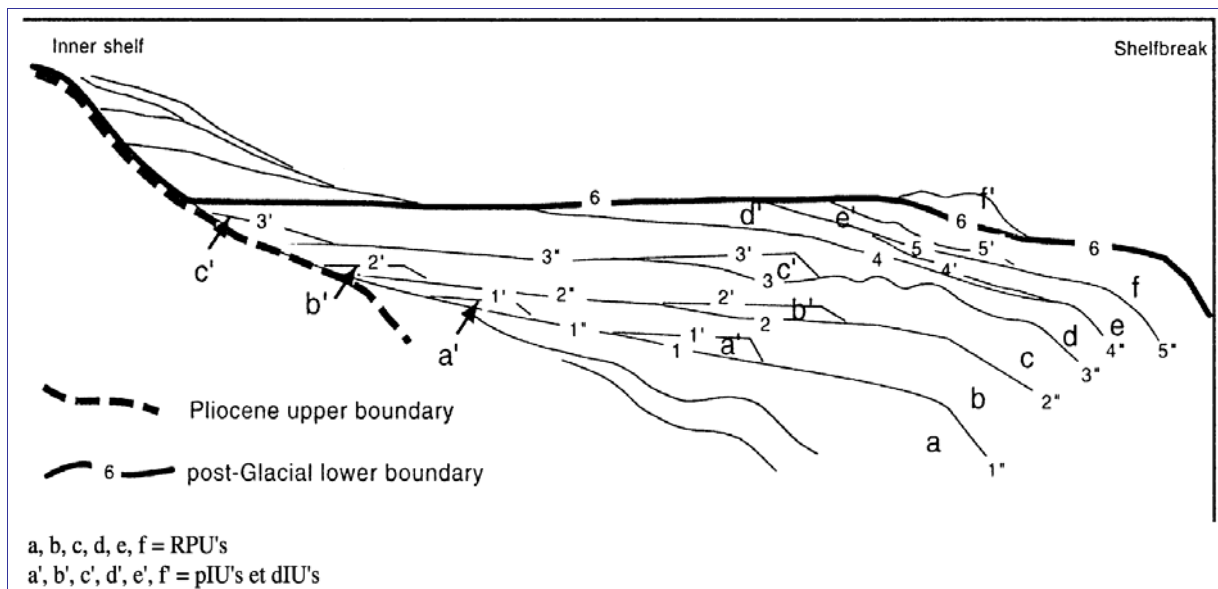


Figure V-10 ; Interprétation des séquences sismiques reconnues par Tesson et al. (2000).

Cette interprétation va dans le même sens que le modèle de Gensous considérant l'unité g (f') comme transgressive. Les Unités Intercalées proximales sont interprétées par Tesson *et*

al. (2000) de la même manière que les Unités Intercalées distales : dépôts de niveau marin stable pendant une transgression générale, mais elles seraient associées à un stade plus tardif.

### V.1.6. Torres-1995

(i) Toujours avec la même méthodologie et sur le système de transfert plate-forme/pente ouverte dans la zone du Petit et du Grand Rhône, Torres (Torres, 1995), a distingué six unités sismiques majeures. Les unités identifiées suivent (Figure V-11) le découpage proposé par Tesson et Gensous (Figure V-9).

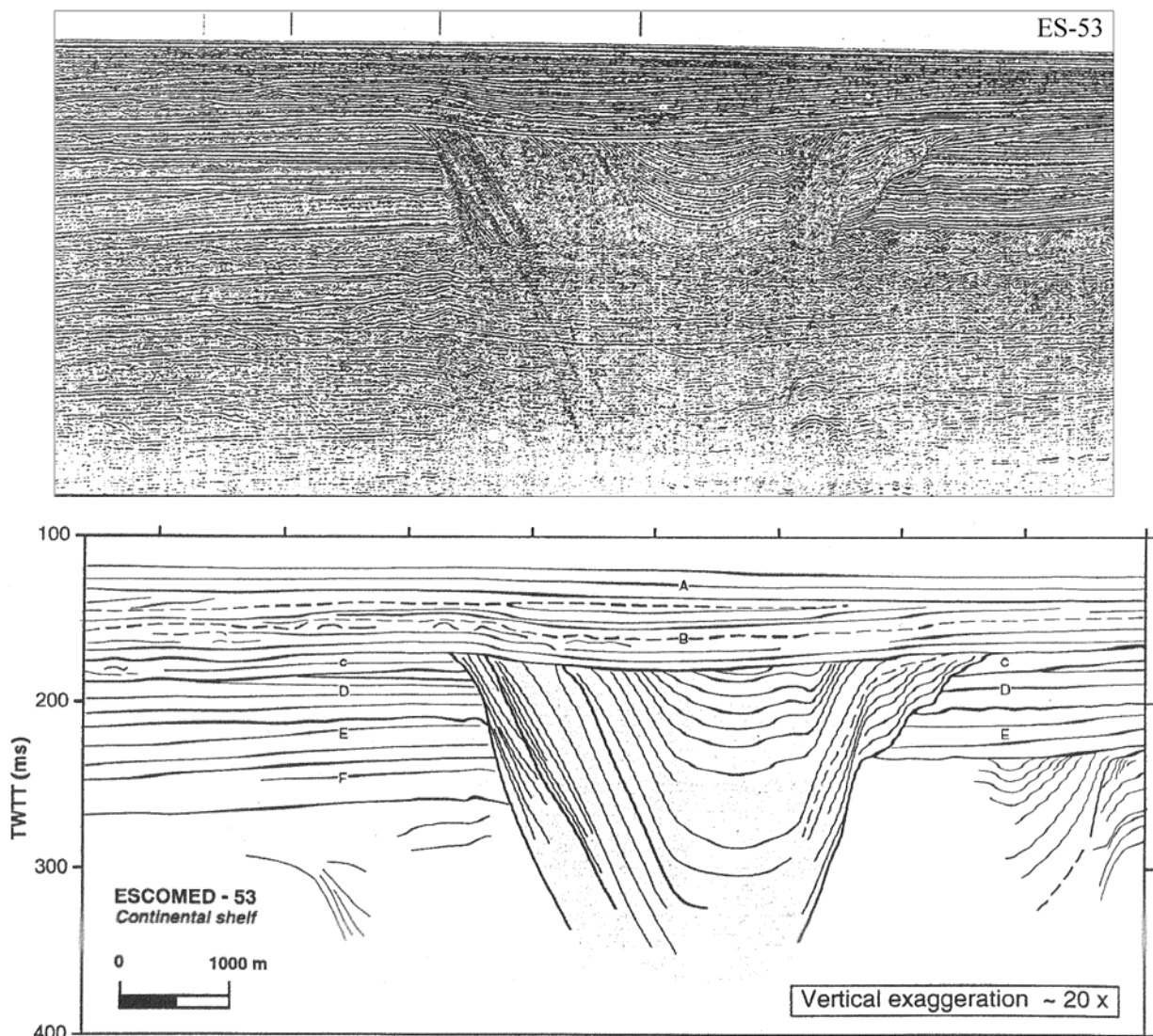


Figure V-11 : Section du profil sismique ESCOMED-53 montrant les six unités sismiques majeures de Torres (Torres, 1995).

- L'unité A comprend une grande partie du remplissage de la vallée incisée du Rhône, des unités lenticulaires éparpillées sur la plate-forme et le prisme sédimentaire actuel du Rhône. Sur la pente, les unités s'organisent selon un cycle composé de deux sous unités:

(1) une sous unité inférieure au faciès transparent et une configuration convergente vers le bassin ; elle serait corrélée avec un prisme de bas niveau sur la plate-forme (tel que Tesson le décrit)

(2) une sous unité supérieure caractérisée par un faciès lité, une configuration divergente en direction du bassin. Cette sous unité litée serait corrélée sur la plate-forme avec une surface d'érosion et/ou de passage, son développement est très inégal selon les cycles. Très épaisse pour l'unité B (110 m), elle est parfois absente (unité F, E, C1 et C2). L'existence de la sous-unité litée est interprétée comme l'enregistrement de chutes de niveau marin relatif ayant dépassé un certain seuil critique (estimé à 80 m) permettant le déplacement du centre de dépôt sur la pente.

Torres interprète cet ensemble et propose que chaque unité corresponde à l'enregistrement d'un cycle glaciaire majeur de 100 000 ans. En se basant sur la courbe Specmap, il définit les périodes les plus favorables au dépôt d'une sous unité litée (stades isotopiques 6, 12, 16). L'absence d'unité litée est associée à des cycles de moindre ampleur (stade 8 et 14 par exemple). Au total l'ensemble de la série A-F aurait été déposé en  $\approx 620$  000 ans (entre les stades isotopiques 16 et l'actuel) (Figure V-12).

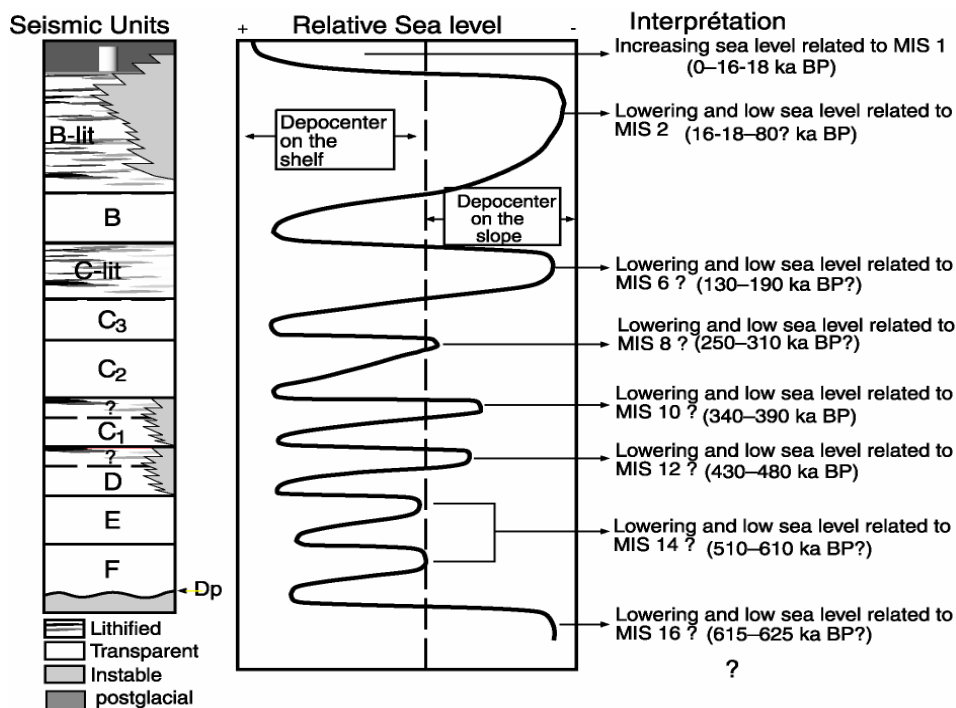


Figure V-12 : Interprétation proposée par Torres (Torres, 1995) associant les unités observées et les variations du niveau marin relatif.

Torres évoque la faible subsidence pour expliquer que les séquences de plus grands ordres ne soient pas enregistrées (contrairement à ce qui semble être le cas dans le Golfe du Mexique). Les unités B-F sont corrélées au Complexe supérieur défini par Droz (Droz, 1983). La sédimentation sur la pente à partir d'une source linéaire et celle sur l'éventail à partir d'une source ponctuelle (canyon du petit Rhône) sont en phase pendant la période de chute. A proximité du minimum eustatique, le fonctionnement des deux systèmes diverge sans doute par suite de la connexion effective entre la vallée incisée et le canyon du petit Rhône : le dépôt sur les levées semble avoir cessé à 21 ka alors que le dépôt sur la pente se poursuit jusqu'à 16-18 ka.

(ii) Dans ce cadre stratigraphique, Torres (Torres, 1995) propose le creusement et le remplissage des nombreuses gouttières, avec une section en U et un remplissage à réflexions continues divergentes. Ces gouttières (souvent emboîtées) entaillent une ou plusieurs unités sismiques et ont un rôle fondamental dans les cycles sédimentaires sur la plate-forme continentale du Golfe du Lion. Les discontinuités internes, souvent localisées sur l'un des flancs de la gouttière, pourraient être interprétées comme le résultat de processus d'instabilité locale. Les relations géométriques entre ces gouttières et les unités sismiques, suggèrent que le creusement de ces gouttières a eu lieu après le dépôt des *prismes de bas niveau perchés* (Tesson *et al.*, 1990a, 1990b, 1993) sur la plate-forme. Le faciès sismique, constitué par des réflexions parallèles haute fréquence à très bonne continuité latérale, la bonne pénétration du signal sismique et la géométrie du remplissage suggère un milieu de dépôt à faible énergie, probablement sous une colonne d'eau importante.

L'interprétation des gouttières pose un problème. Tesson *et al.* (1990b) avaient interprété ces structures comme des failles synsédimentaires, dans des zones de glissements rétrogressifs, formant des gouttières en forme de canyon. Torres *et al.* (Torres *et al.*, 1993b) ont suggéré que ces gouttières correspondaient à des vallées fluviales incisées. Cependant, leurs interprétations étaient basées sur un nombre limité de données. Postérieurement, Torres *et al.* (1995) ont repris l'interprétation des données disponibles et ils proposent d'interpréter la quasi-totalité de ces gouttières comme des têtes fossiles des canyons sous-marins. Toutefois, on peut se poser la question suivante : est-il crédible de penser que des glissements rétrogressifs soient capables de créer une structure allongée rectiligne de 20-30 km de longueur parfois sur la plate-forme? (Torres, 1995).

La superposition de la carte de l'ensemble des structures gouttières dans la zone d'étude avec la carte des isobathes du socle et des principaux accidents tectoniques réalisée par Gorini, (1993) montre que les gouttières n'ont pas de liaison directe avec les failles du socle. En revanche, le cours des vallées incisées du Rhône coïncide avec plusieurs structures du socle. Celles-ci montrent un changement de direction Est-Nord-Est—Ouest-Sud-Ouest à Nord-Est—Sud-Ouest à l'intérieur de la vallée incisée. Cette observation suggère à l'auteur qu'il pourrait y avoir un contrôle tectonique à l'origine de l'incision au cours des derniers cycles sédimentaires, dans une même zone relativement restreinte (Torres, 1995).

#### **V.1.7. Rabineau-2001**

(i) Rabineau (2001) a le même objet d'étude que les auteurs précédents : les séquences de dépôt du Quaternaire sur la plate-forme du golfe du Lion. Son approche, basée sur un levé sismique Très Haute Résolution (Sparker) très dense et une dizaine de carottages, permet de mettre en évidence un motif élémentaire de dépôt constitué par un couple de prismes: **PI** (à cliniformes faiblement pentus  $<1^\circ$ ) et **PII** (à cliniformes fortement pentus d'environ  $4^\circ$ ). Le motif élémentaire de dépôt correspond à l'enregistrement d'un cycle glacio-eustatique de 100 000 ans (interglaciaire-glaciaire), et non pas à des fluctuations de l'ordre de 20 000 ans comme proposé par Tesson et al. (Tesson and Allen, 1995; Tesson et al., 1993). Au total, cinq séquences correspondant aux cinq derniers cycles glacio-eustatiques sont identifiées, la base des séries étudiées remonte à 540 000 ans (stade isotopique 12) (Figure V-13).

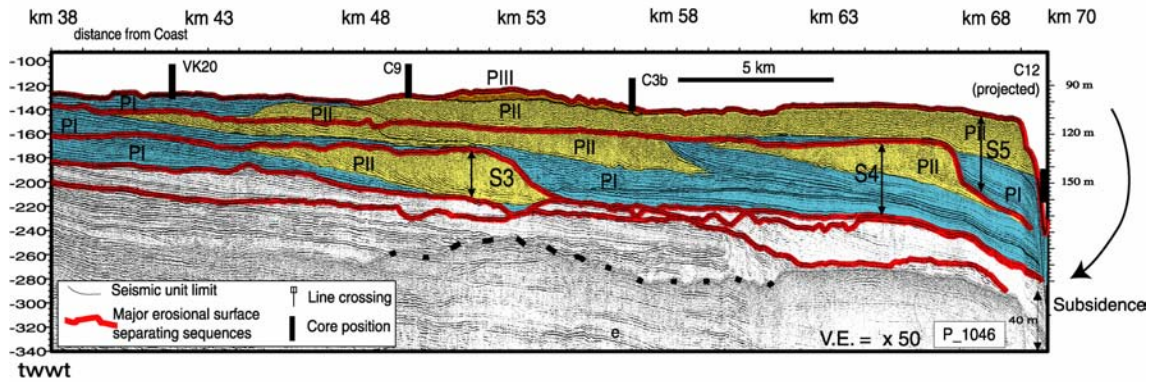


Figure V-13. Section d'un profil sismique et modélisation montrant : (i) le motif élémentaire de dépôt constitué par un couple de prismes: **PI-PII** qui correspond à l'enregistrement d'un cycle glacio-eustatique de 100 000 ans (interglaciaire-glaciaire) et (ii) les cinq séquences correspondent aux cinq derniers cycles glacio-eustatiques identifiées (Rabineau, 2001).

Les carottes ont permis de dater le premier cycle, les observations sur la sismique dans l'ensemble de la zone ont permis de proposer l'enregistrement des cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans pour les cinq derniers cycles glacio-eustatiques et les simulations stratigraphiques des séquences sédimentaires reconnues ont permis de confirmer la thèse. C'est l'existence d'une subsidence (totale) importante et constante sous la forme d'un basculement de la marge vers le large qui permet la préservation de ces séquences malgré l'ampleur des variations du niveau marin. Ce taux de subsidence atteint 250 m/Ma à 70 Km de la côte au niveau du canyon de l'Aude. Un ordre de grandeur inférieur pour les séquences (20 000 ans) impliquerait des taux de subsidence exagérés (supérieurs à 2000 m/Ma) ce qui rejette cette hypothèse.

Donc les surfaces majeures d'érosion reconnues D30, D40, D50, D60 et D70 sont associées aux stades isotopiques MIS12, MIS10, MIS8, MIS6, et MIS2.

(ii) Dans cette nouvelle vision de la stratigraphie de la plate-forme, Rabineau (2001) propose une description des géométries d'érosion et de remplissage associés aux canyons. Elle caractérise les têtes des canyons par : (1) leurs flancs et leur profondeur d'incision, (2) leur remplissage, (3) l'existence de chenal de surcreusement et (4) leur relation avec le dernière prisme PII (unité 150): dépôt et/ou érosion. Son analyse lui a permis de proposer un mécanisme de fonctionnement des canyons (canyon de l'Aude en particulier) en plusieurs phases: a) Pendant les hauts niveaux marins (équivalents à l'actuel) : les canyons sont globalement inactifs (ils ne sont pas le lieu d'une érosion et d'un transport par courants de turbidité). b) On imagine une progradation importante et progressive du littoral. A un moment donné, le littoral va être suffisamment près des canyons pour que les sédiments en suspension atteignent la tête de canyon. Ce mécanisme avait déjà été proposé par Aloisi (Aloisi, 1986). La tête du canyon représente alors un piège à sédiments. c) Si la progradation du littoral s'accompagne d'une chute du niveau marin relatif, on peut envisager des déstabilisations des flancs de canyons (par la charge hydrostatique). L'existence de courants hyperpycniaux reliant directement le fleuve au canyon et induisant un chenal actif et érosif pourrait être la conséquence d'un littoral à proximité de la plate-forme au moment de la chute. d) Si la progradation continue, le littoral atteint le canyon et entraîne un remplissage direct et rapide de la tête de canyon par simple dépôt gravitaire. e) Au plus bas niveau, le fleuve est connecté au canyon. Celui-ci se creuse, érode ses propres dépôts en particulier les sédiments déposés pendant le début de la chute pour "rattraper" le "nouveau" niveau de base. Il y a alors érosion rétrogressive et écoulements turbiditiques : le canyon érode et transporte vers le bas. Cette activité perdure, *a priori* aussi au début de la remontée. La connexion au système " Aude " est particulièrement visible sur la carte bathymétrique, sur l'écorché et sur les profils. f) À un certain moment de la remontée, l'érosion s'arrête, quelques dépôts par suspension peuvent encore se produire, puis le canyon fossilise.

Après ce survol historique, on aborde les nouvelles données et on reconsidère la question : la stratigraphie de la plate-forme externe et sa relation avec le fonctionnement des canyons sous-marins.



## V.2. Nouvelles données sismiques et nouvelles observations.

L'étude de l'architecture sismo-stratigraphique du Golfe du Lion Occidental est divisée en quatre parties traitant :

- du sondeur de sédiments
- du sparker
- de la sismique multitraces
- de la vision d'ensemble que permet notre étude

### V.1.8. Le sondeur de sédiments

Les données du sondeur de sédiments sur lesquelles on a travaillé ont été acquises pendant la campagne CALMAR-97 (voir chapitre de données). La partie couverte correspond principalement à la pente continentale et la plate-forme externe. Cette partie du travail avait comme objectif de compléter la carte d'échofaciès réalisée dans la partie profonde (Kergoat, 1998).

Cette carte d'échofaciès a servi de base de travail pour la description des épisodes sédimentaires récents dans le golfe du Lion) (Droz et al., 2001) et pour notre étude.

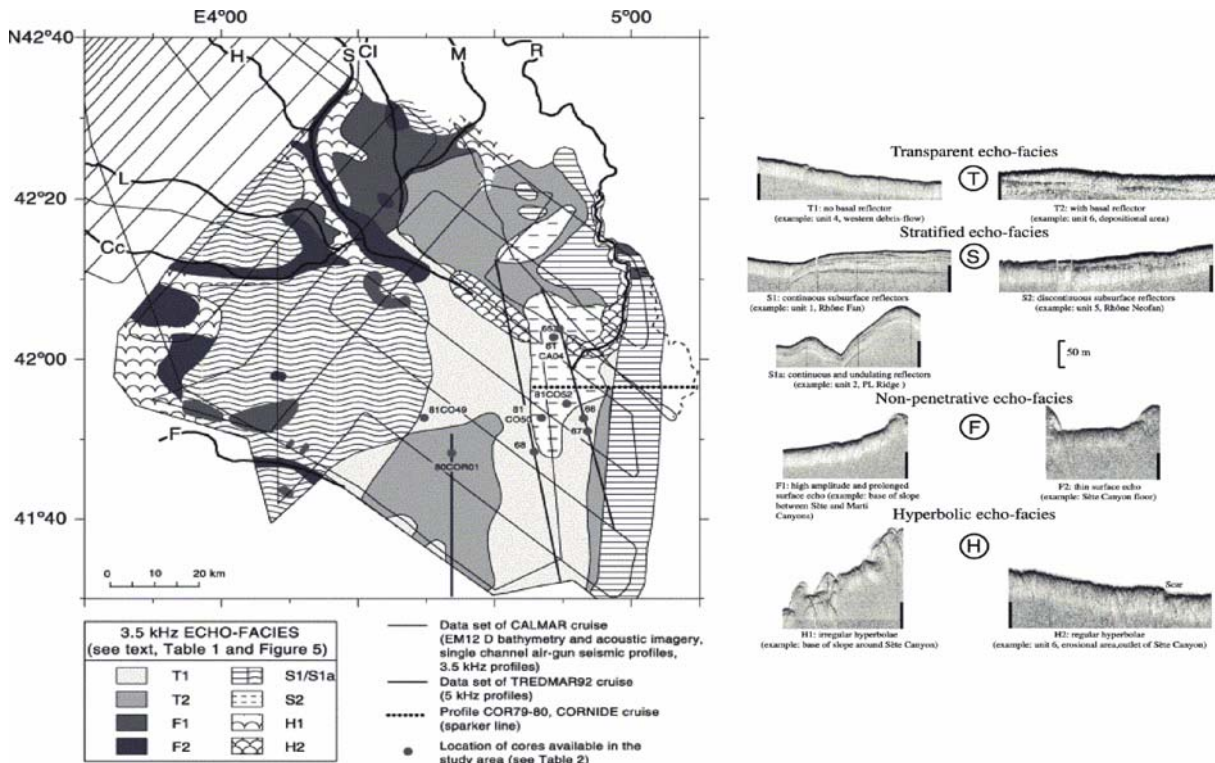


Figure V-14: Episodes sédimentaires récents dans le golfe du Lion établis à partir de l'analyse des données du sondeur de sédiments, imagerie et carottes (Droz et al., 2001).

#### V.1.8.1. Distribution et signification des échofaciès

Le sondeur 3,5 kHz fournit des informations sur la couche superficielle des sédiments de 0 à 80 m. Les caractéristiques acoustiques des dépôts sont le reflet de différents paramètres lithologiques et physiques : nature, cohésion, teneur en eau, texture, granulométrie. La classification des échofaciès identifiés sur les enregistrements 3,5 kHz est basée sur l'aspect de l'écho de surface (continu ou hyperbolique, fin ou diffus) et du faciès acoustique proprement dit (stratifié, transparent ou fruste). Les principales familles d'échofaciès identifiées (Kergoat, 1998) concordent avec celles répertoriées par Coutellier (1985) et Gaullier (Gaullier and Bellaiche, 1998) pour des secteurs voisins.

L'analyse des enregistrements fournis par le sondeur de sédiments a permis à Kergoat (Kergoat, 1998) d'identifier 10 échofaciès répartis selon cinq groupes principaux. De cet ensemble, on retient les échofaciès suivants :

- **stratifiés** à litage continu **S1** et **S1a**: Le faciès S1 se présente sous la forme de réflecteurs parallèles de forte amplitude et continus, constituant un litage régulier. La pénétration maximale du sondeur de sédiments pour cette unité de faciès est de 96 mstd soit environ 72 m. Un sous-faciès S1a, constitué également de réflecteurs continus de forte amplitude mais affectés d'ondulations dissymétriques a été en outre individualisé pour souligner l'existence de zones présentant un modelage particulier des fonds.

- **frustes Fa et Fb**: le faciès F est caractérisé par un fort réflecteur à l'interface eau-sédiment surmontant une zone sombre "diffuse". Il correspond à une zone acoustiquement sourde.

- **hyperboliques H** : ils correspondent à des artéfacts provoqués le plus souvent par des reliefs abrupts et accidentés d'ampleur variable qui masquent généralement les faciès acoustiques sous-jacents. Ils caractérisent les zones à fort relief comme les flancs de canyons ou les escarpements.

A ces faciès acoustique (S (S1 et S1a), F (Fa et Fb) et H) on peut faire correspondre des environnements sédimentaires particuliers :

- L'échofaciès S1 aux interfluves non recouverts de sable;
- l'échofaciès S1a à la partie des interfluves affectés par la tectonique salifère (en particulier la partie profonde de l'interfluve des canyons du Cap de Creus et Lacaze-Duthiers) et à la Ride Pyrénéo Languedocienne;

- l'échofaciès Fa au fond partiellement rempli du canyon de Sète;
- l'échofaciès Fb à la partie plus sableuse de la plate-forme externe;
- l'échofaciès H aux flancs abrupts des canyons et aux loupes majeures des glissements.

Les travaux de Kergoat et Droz *et al.*, (2001) ont mis en évidence des épisodes superficiels dans le glacis du golfe illustrant la dynamique sédimentaire post DMG de la partie profonde. En nous appuyant sur ces critères, avec l'ensemble de profils disponibles, on a complété la carte d'échofaciès pour la pente et la plate-forme externe (Figure V-15).

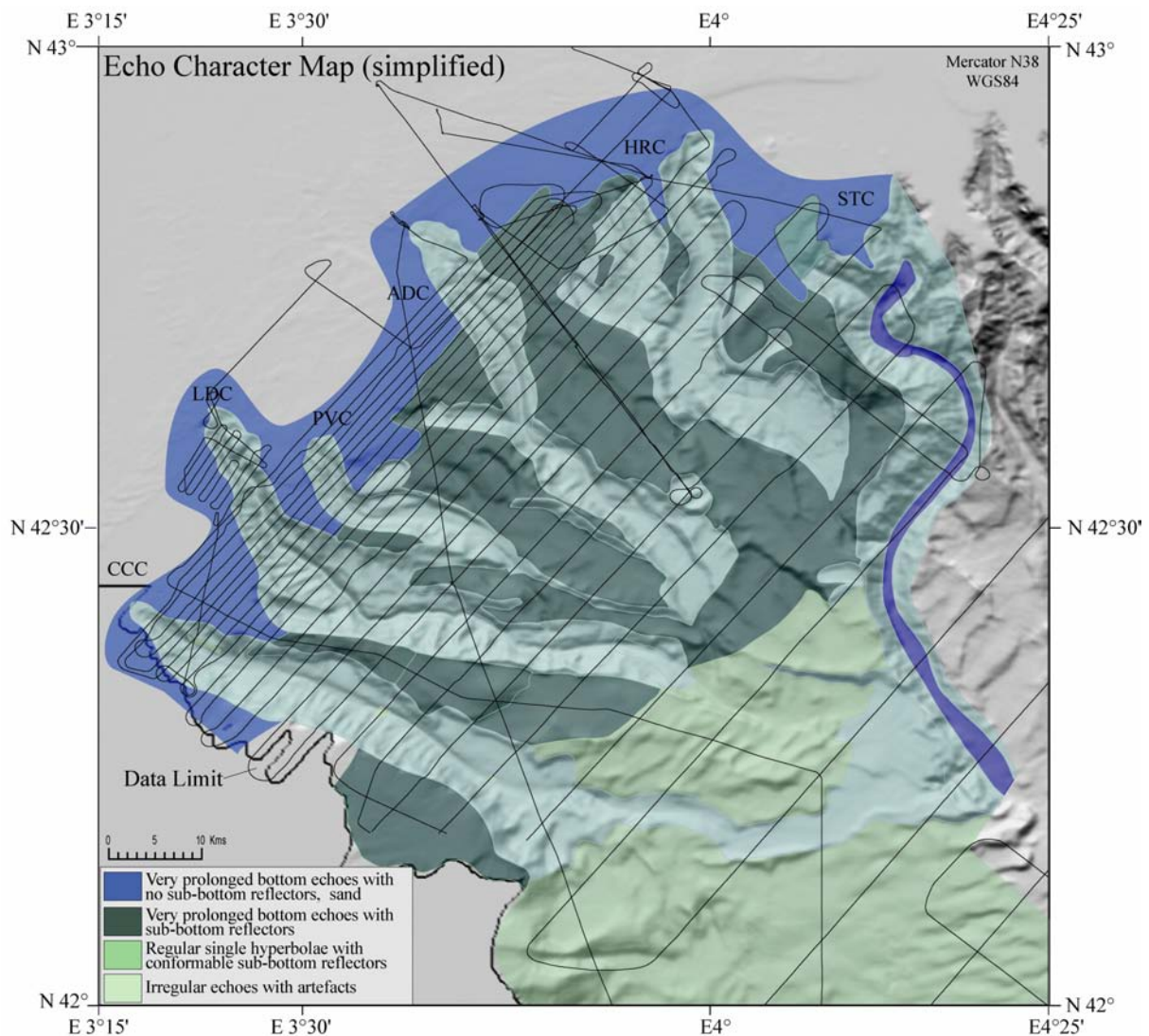


Figure V-15 : Carte d'échofaciès complétant le travail de Kergoat (1998) et de Droz *et al.* (2001).

On constate que la performance du sondeur du sédiment devient bien moindre dans les zones à forte pente. Malgré ces limites on a pu: Cartographier la limite de "sable" dans la plate-forme externe (couleur bleu sur la figure V-15), cartographier les interfluves bien préservés (en gris foncé sur la même figure), cartographier la partie profonde des interfluves

plus affectée par la tectonique salifère (en vert sur la figure) et cartographier le remplissage partiel –et apparemment sableux- du canyon de Sète.



### V.1.9. Données haute résolution

On présente la structure sismique avec trois objectifs principaux : (i) regarder l'évolution spatiale des discontinuités majeures dans la plate-forme externe (ii) analyser sa relation avec les canyons sous-marins fossiles et actuels de la plate-forme externe et (iii) établir l'évolution des discontinuités vers le bas de pente pour pouvoir connecter nos résultats avec les données de sismique multitrace. Pour cela on s'appuie sur l'ensemble des données des campagnes réalisées par l'IFREMER, dans la plate-forme externe et la pente continentale.

#### V.1.9.1. Les discontinuités majeures de la plate-forme externe au haut de pente

Notre étude de la plate-forme externe est basée principalement sur l'analyse de profils très haute résolution (décrits dans le chapitre II). Les profils sélectionnés pour illustrer cet ensemble (Figure V-16) montrent une structure sédimentaire constituée (principalement) par des prismes progradants superposés qui s'étendent vers le large et se biseautent vers le continent (tel que l'ensemble des auteurs l'a décrite auparavant (e.g. Aloïsi, 1986, Tesson et al., 1990a, Torres, 1995 et Rabineau, 2001).

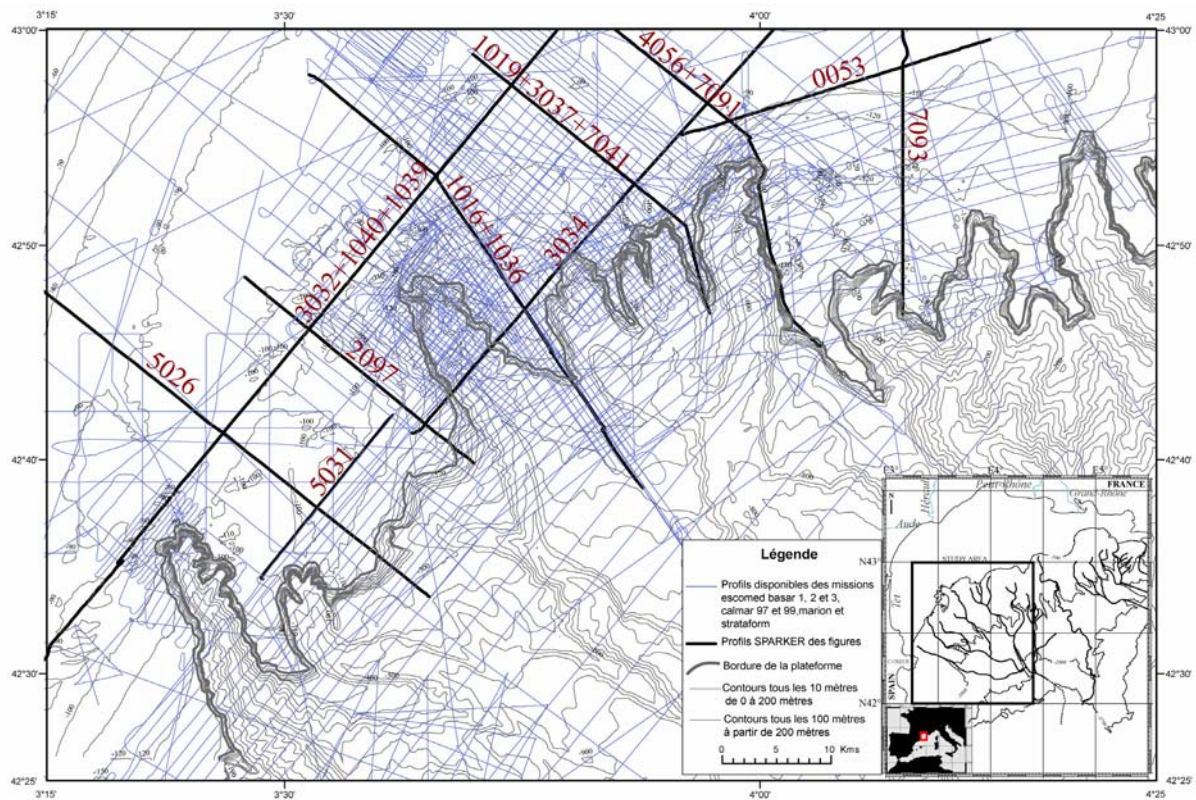


Figure V-16 : Ensemble des profils THR disponibles dans la plate-forme externe (en bleu) et profils régionaux présentés dans les figures suivantes (en noir) pour montrer l'évolution régionale des discontinuités majeures.

Pour présenter cet ensemble sédimentaire on s'appuie sur les profils régionaux des figures suivantes (Figure V-17: Profil 5026, Figure V-18: Profil 2097, Figure V-19: Profils 1036 et 1016, Figure V-20: Profils 1019+3037+7041, Figure V-21: Profils 4056+7091, Figure V-22: Profil 7093, Figure V-23: Profils 3032+1040+1039, Figure V-24: Profil 5031, Figure V-25: Profil 3034, Figure V-26: Profil 0053).



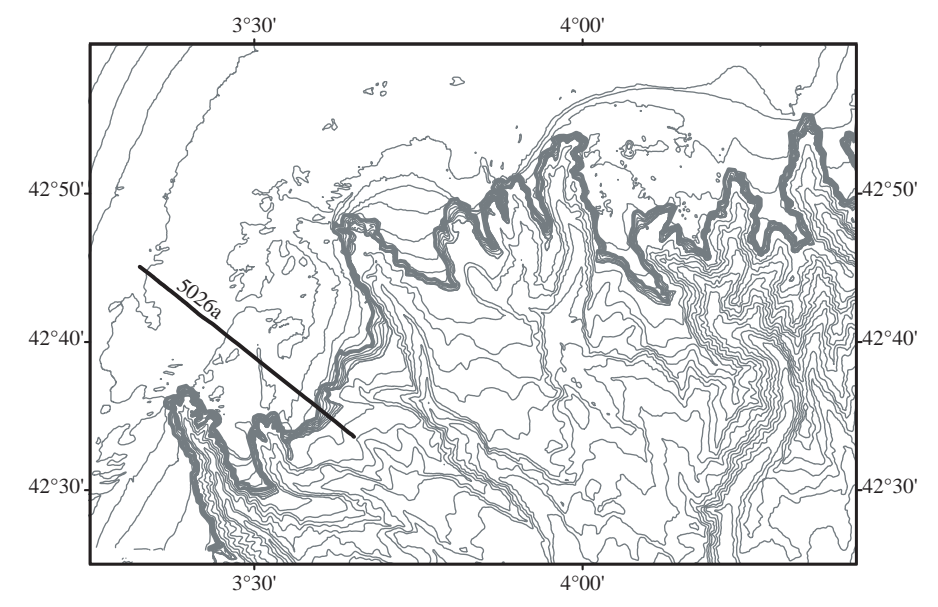
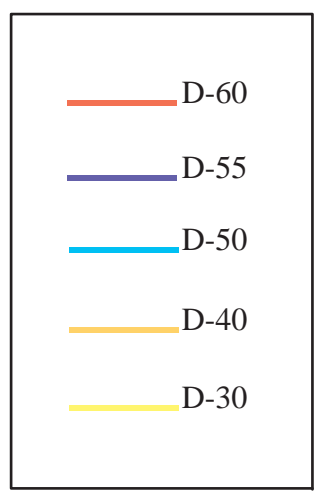
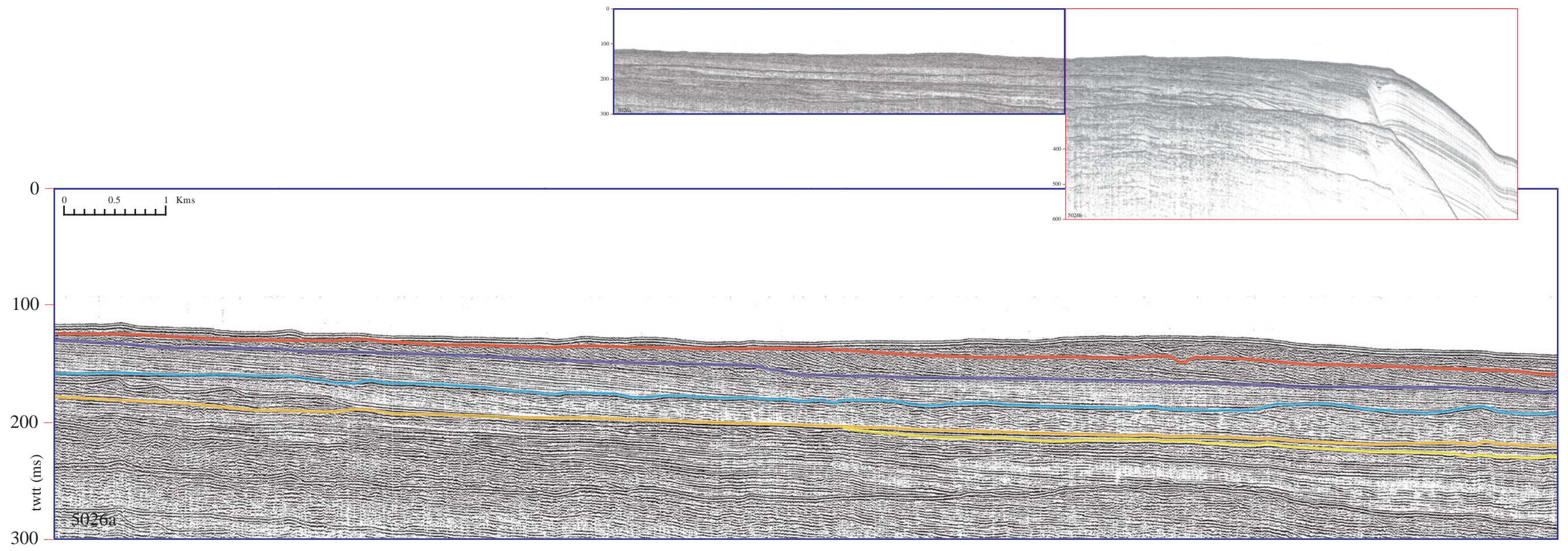


Figure V-17a: Profil 5026a



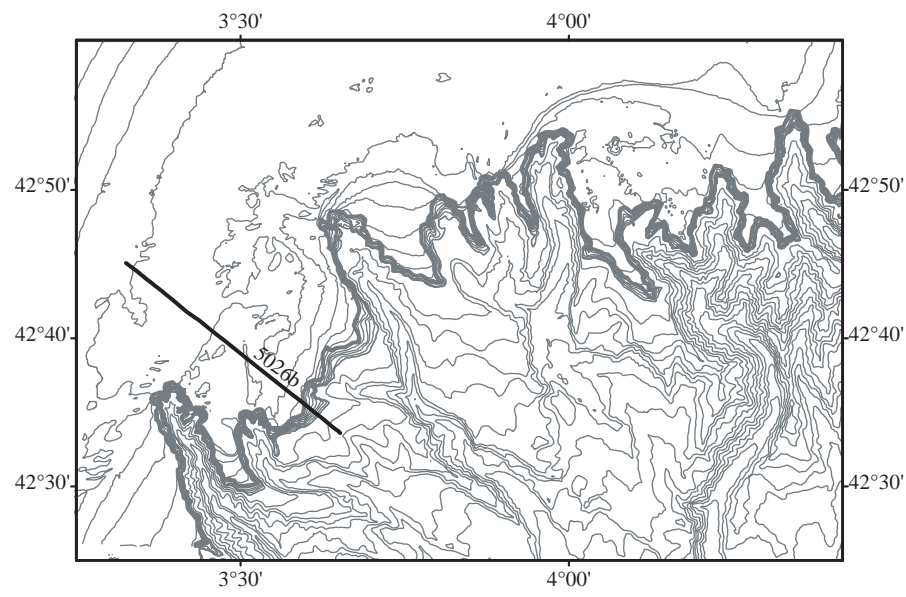
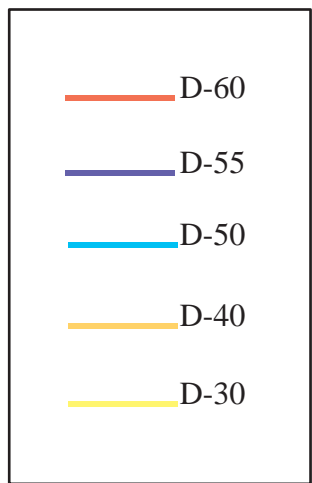
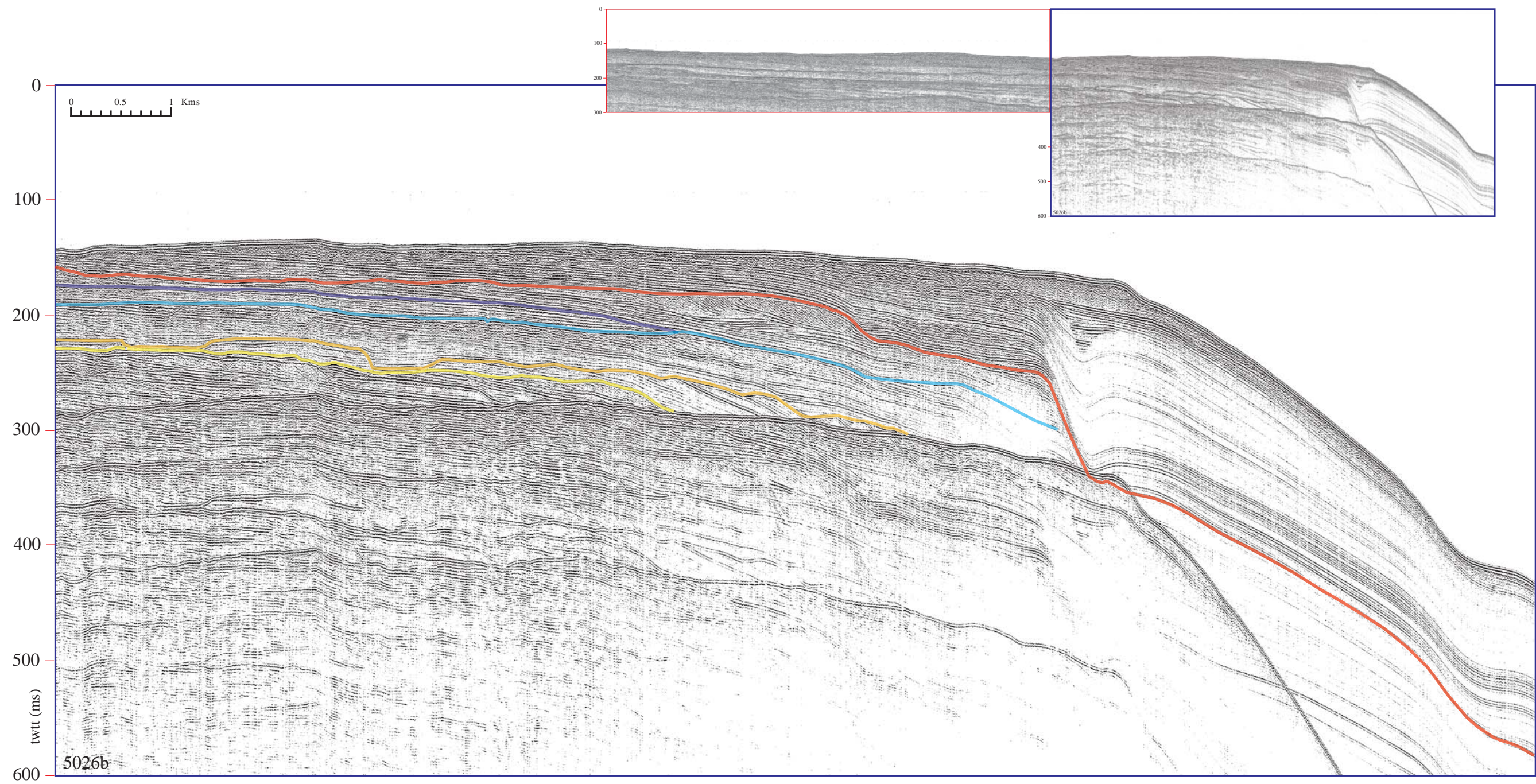


Figure V-17b: Profil 5026b



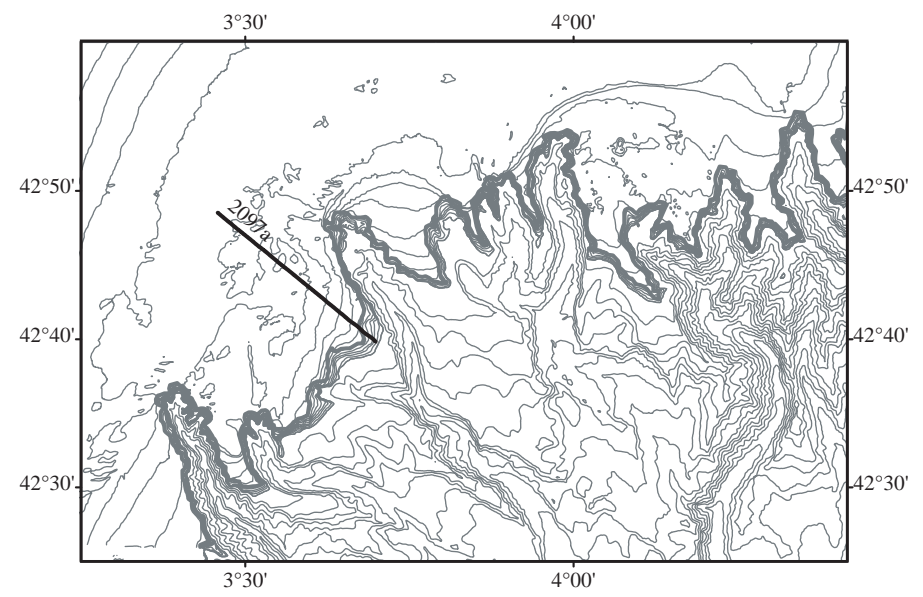
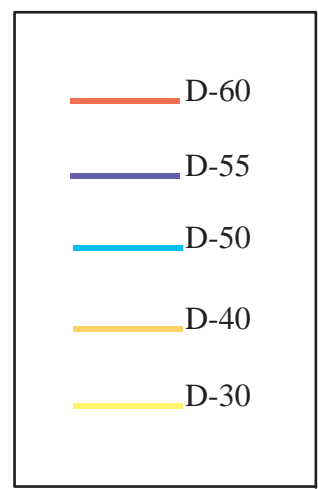
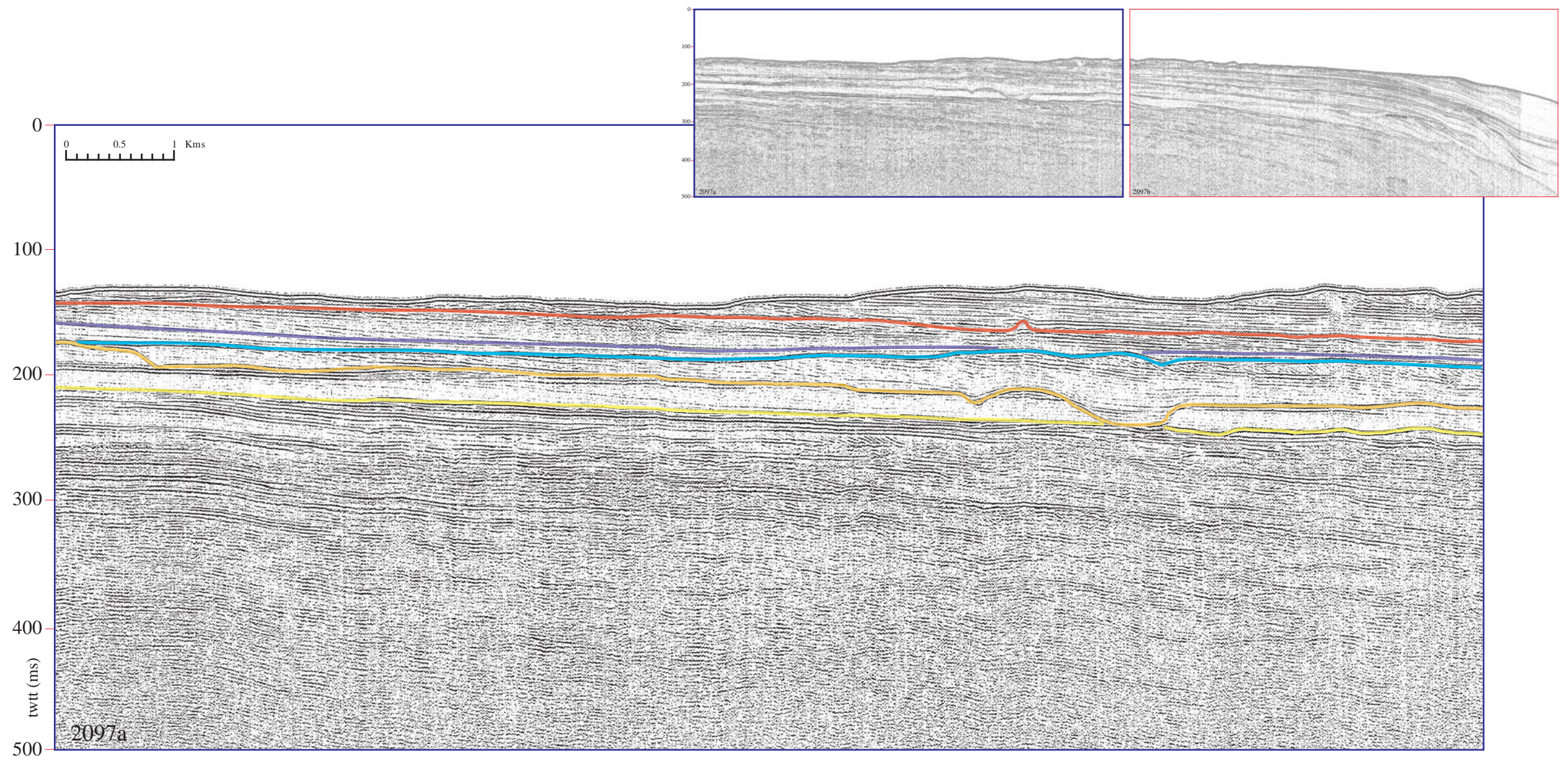


Figure V-18a: profil 2097a



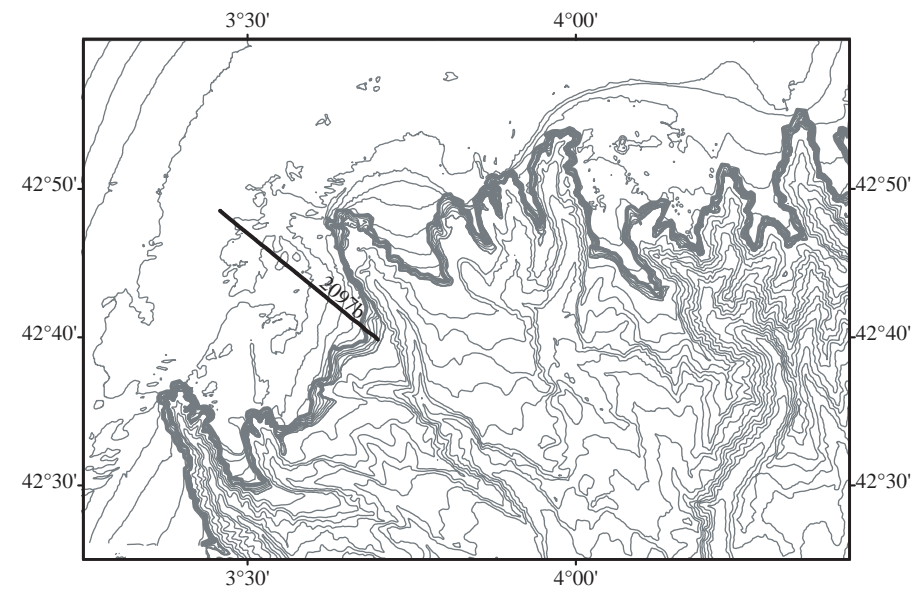
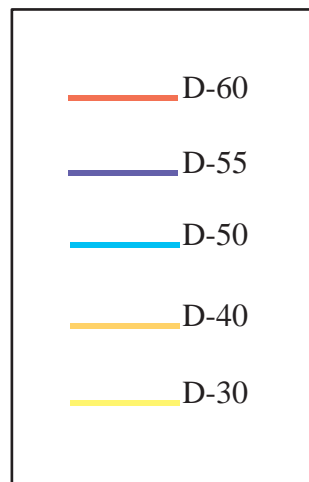
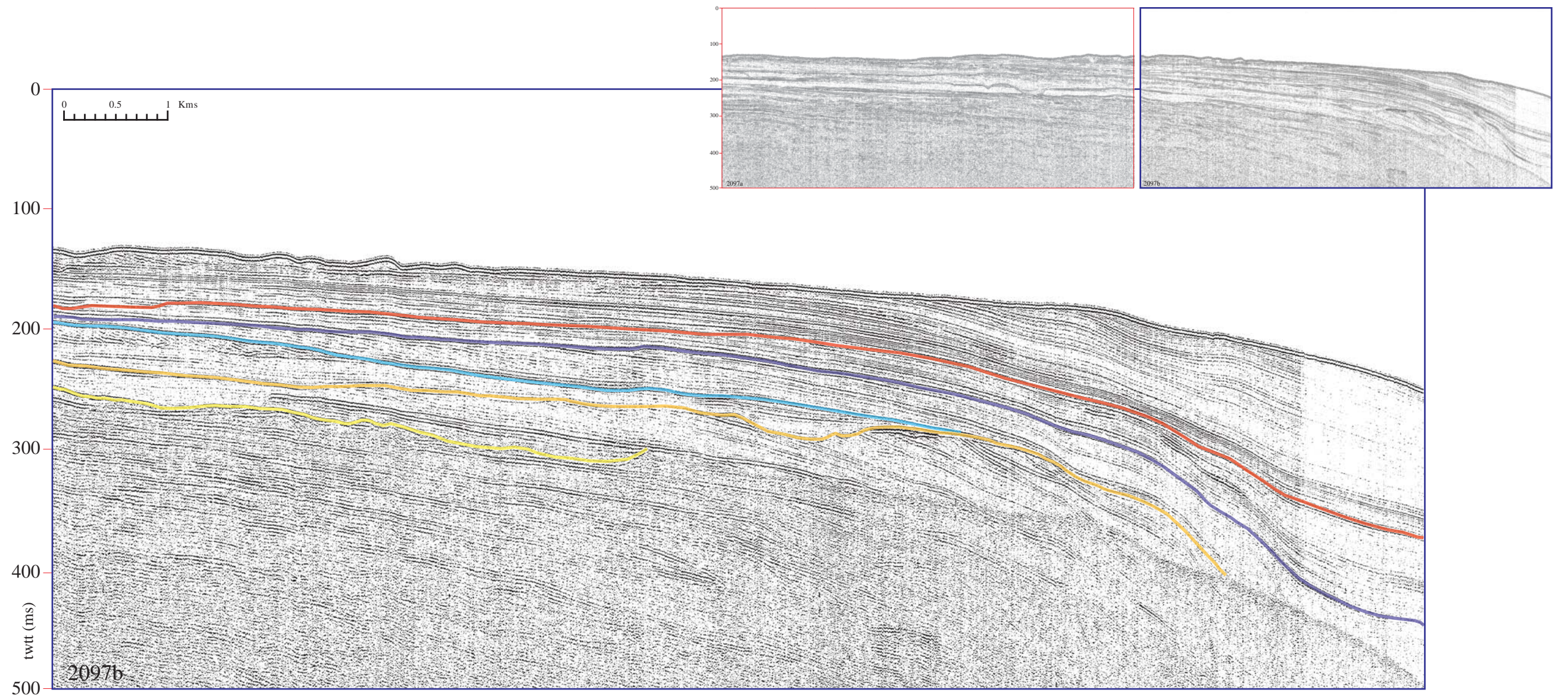
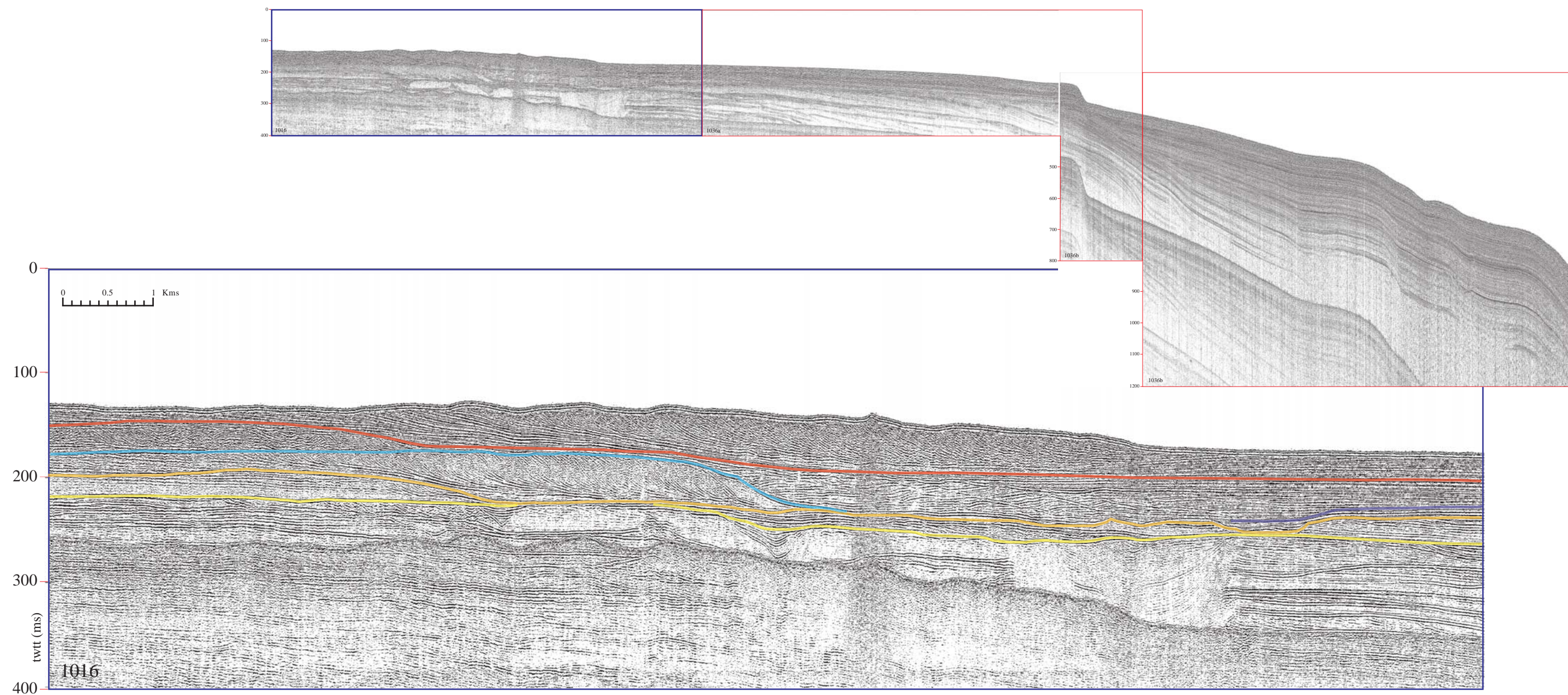


Figure V-18b: Profil 2097b





- D-60
- D-55
- D-50
- D-40
- D-30

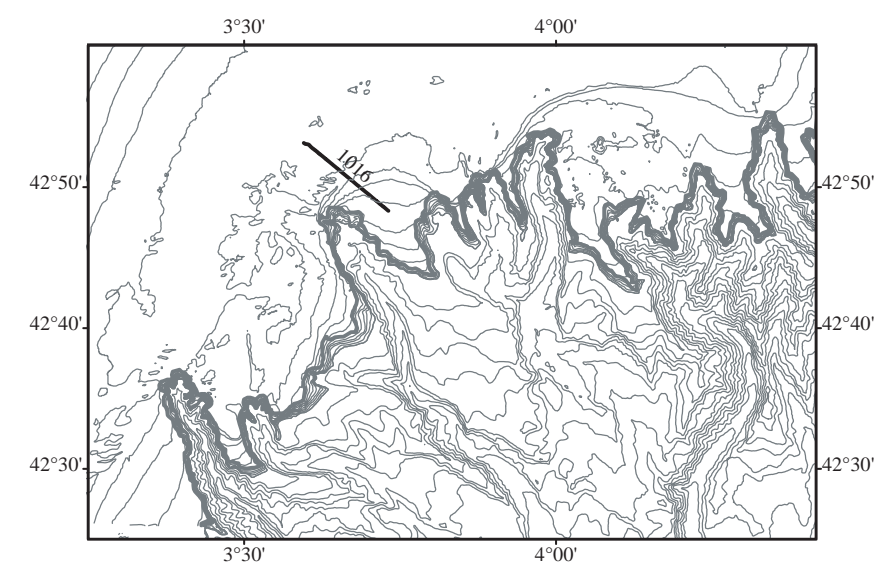


Figure V-19a: Profil 1016



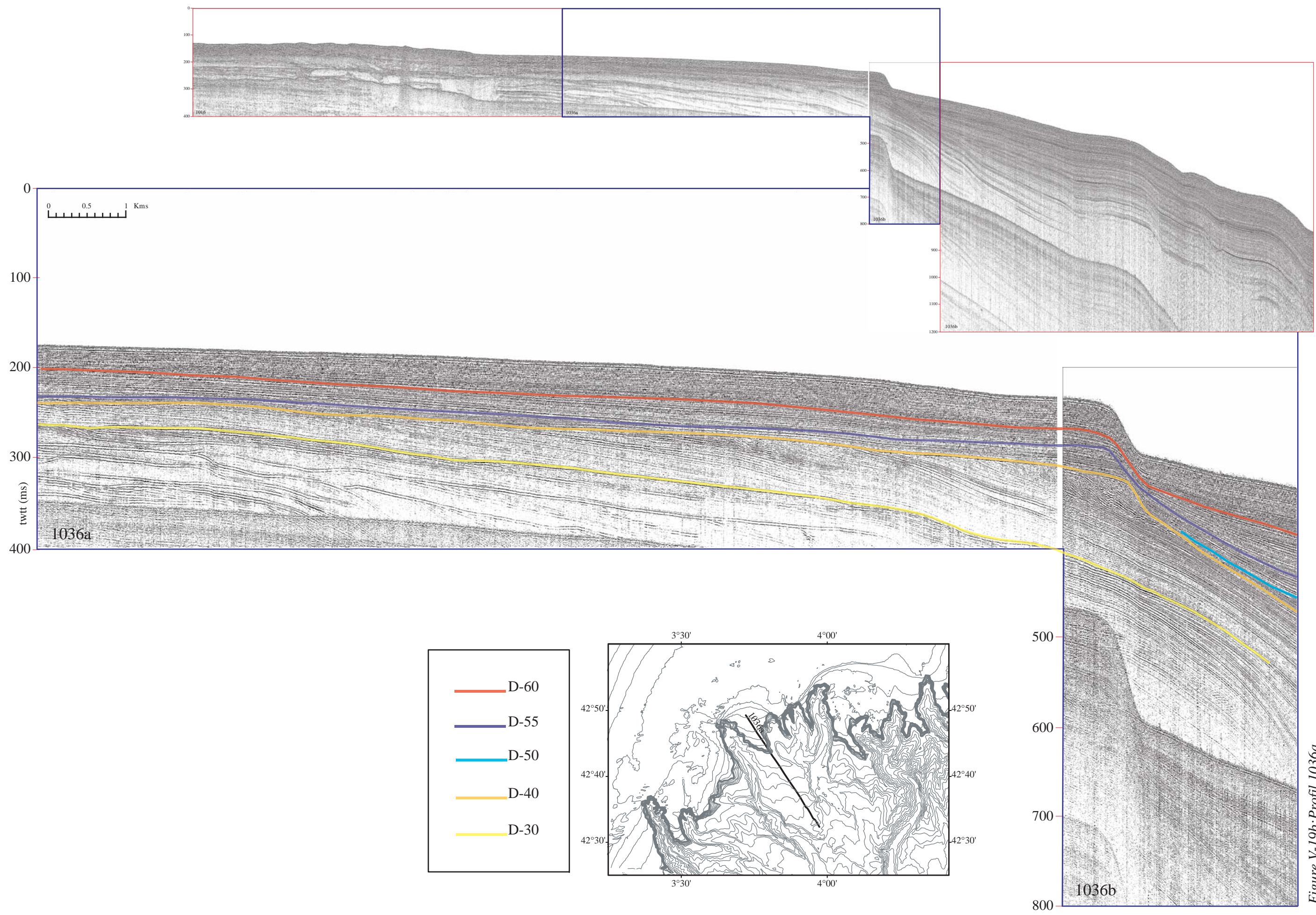


Figure V-19b: Profil 1036a



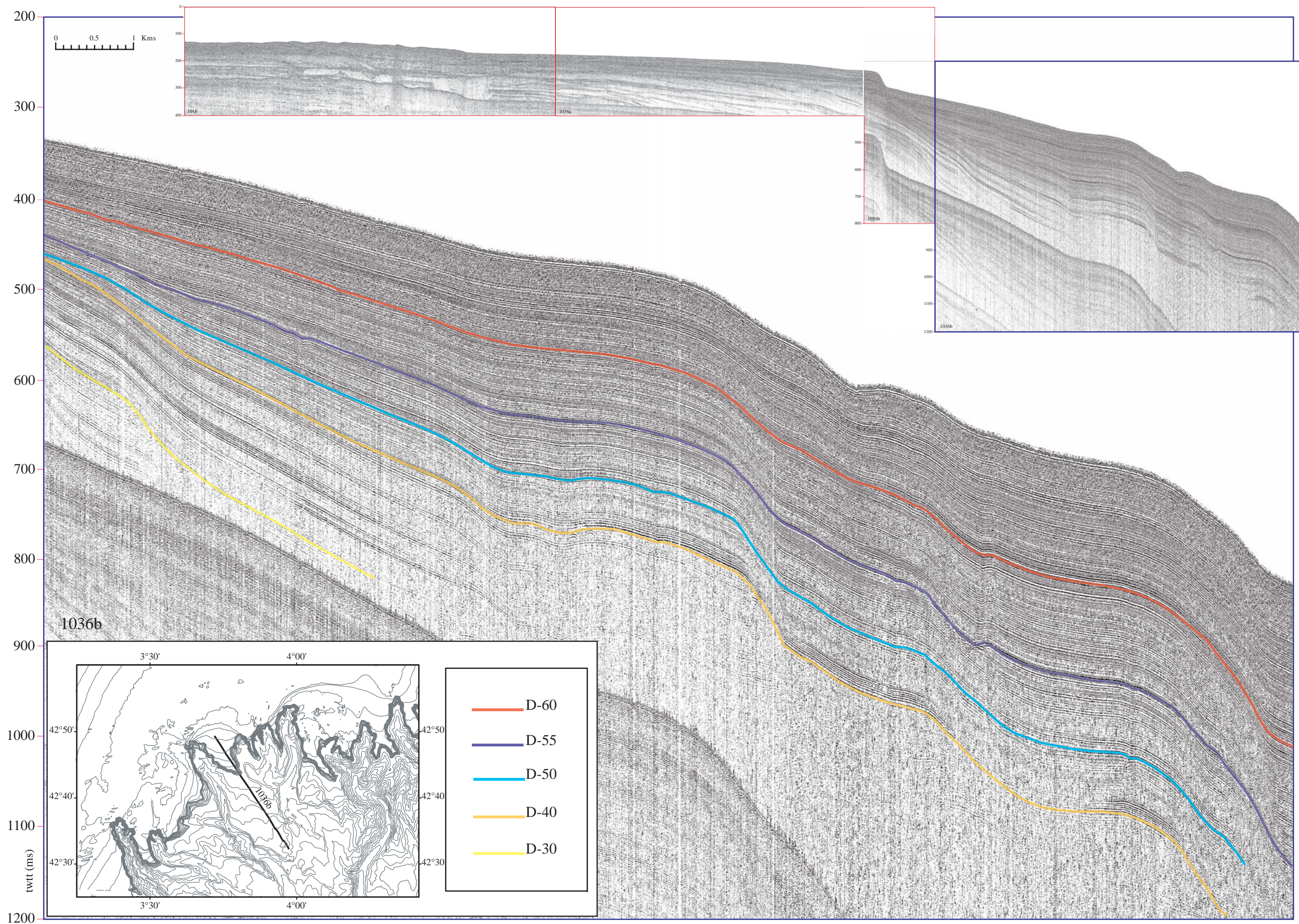


Figure V-19c: Profil 1036b



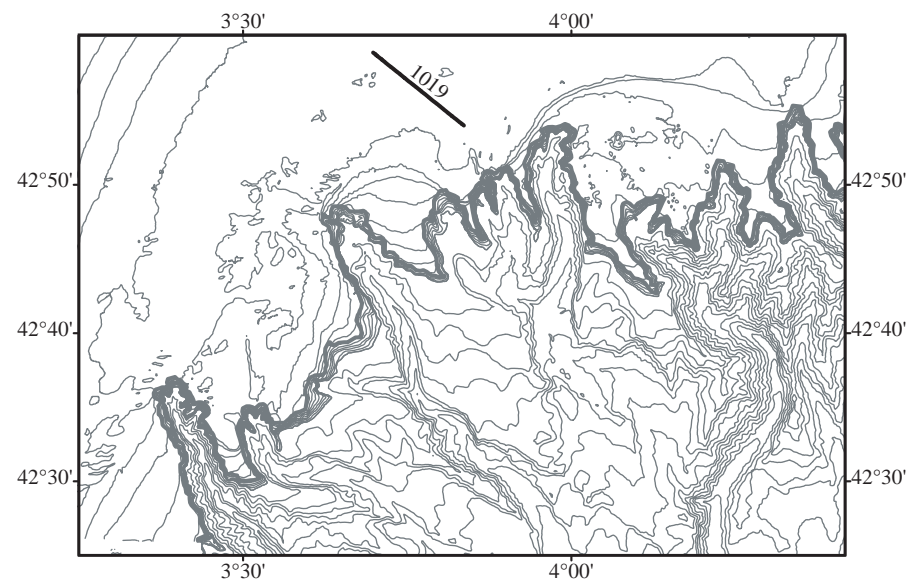
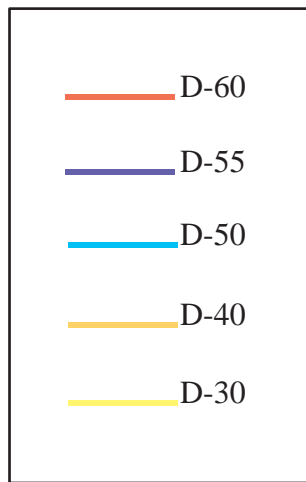
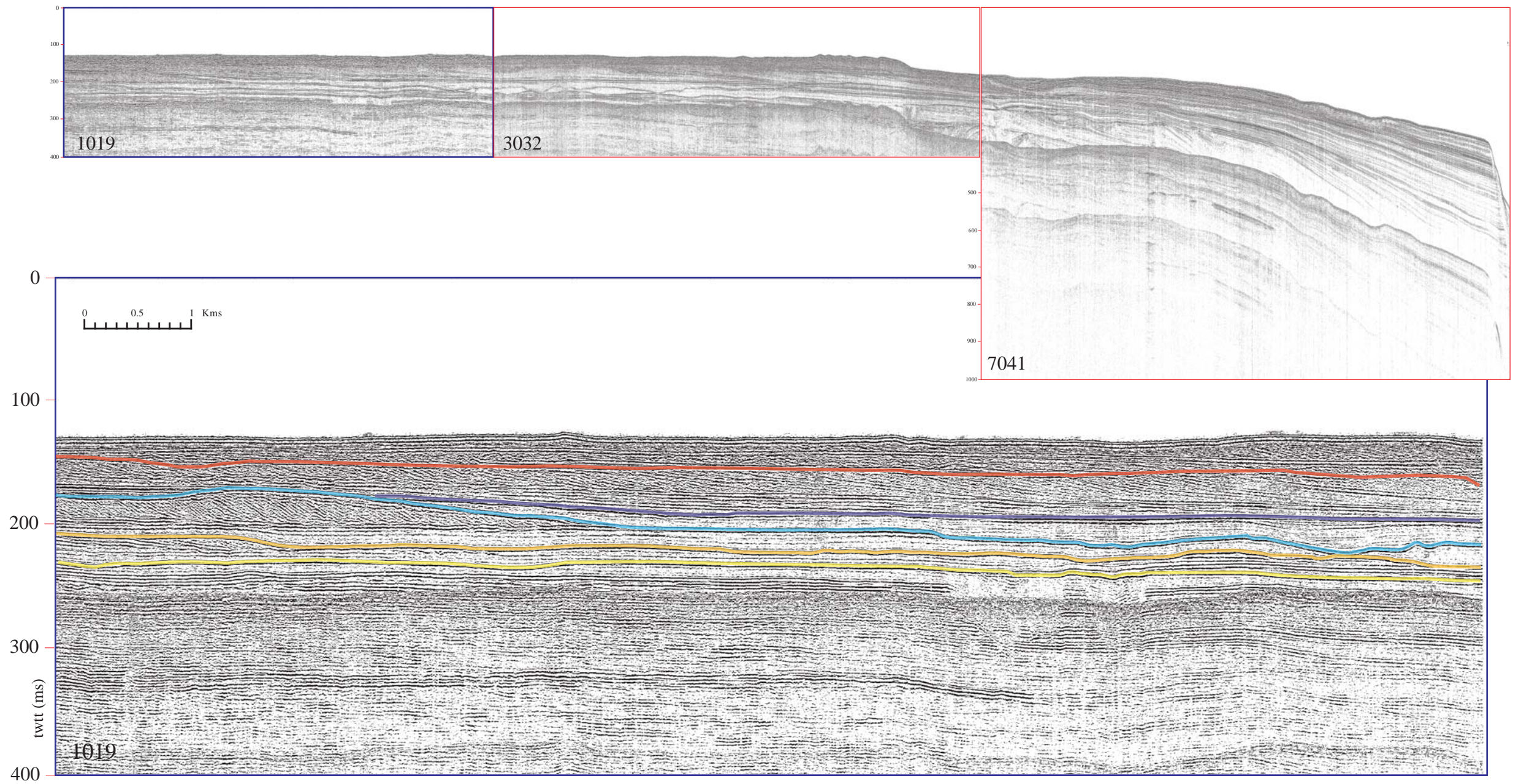
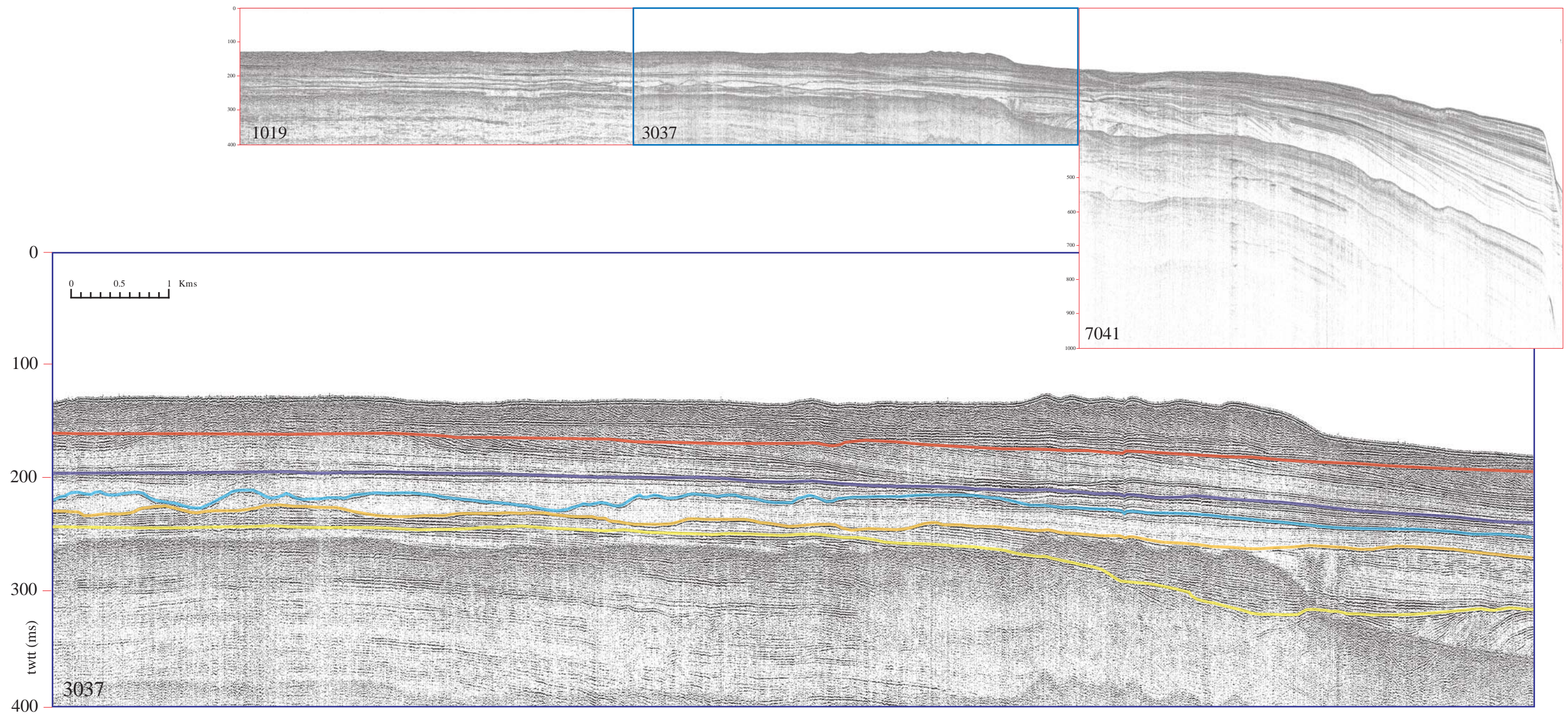


Figure V-20a: Profil 1019





- D-60
- D-55
- D-50
- D-40
- D-30

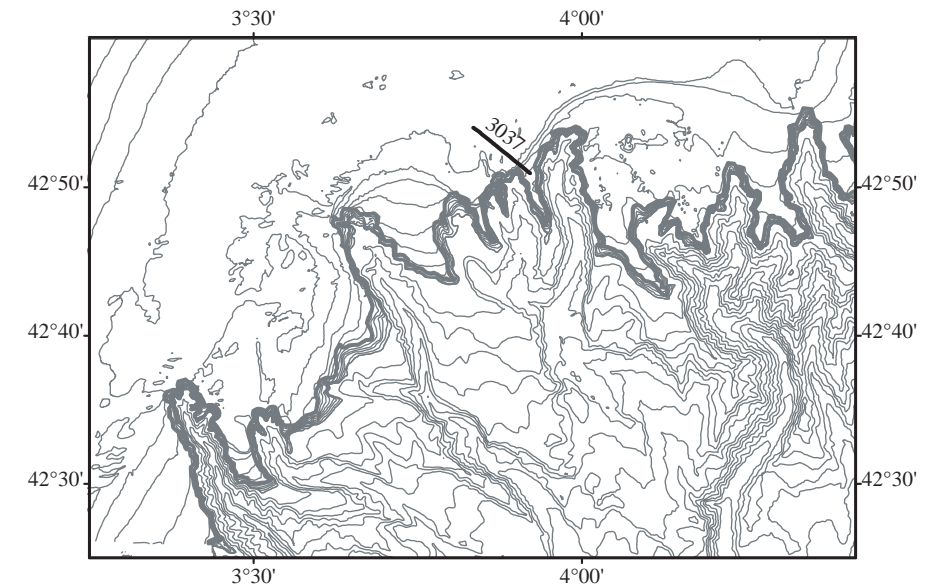


Figure V-20b: Profil 3037



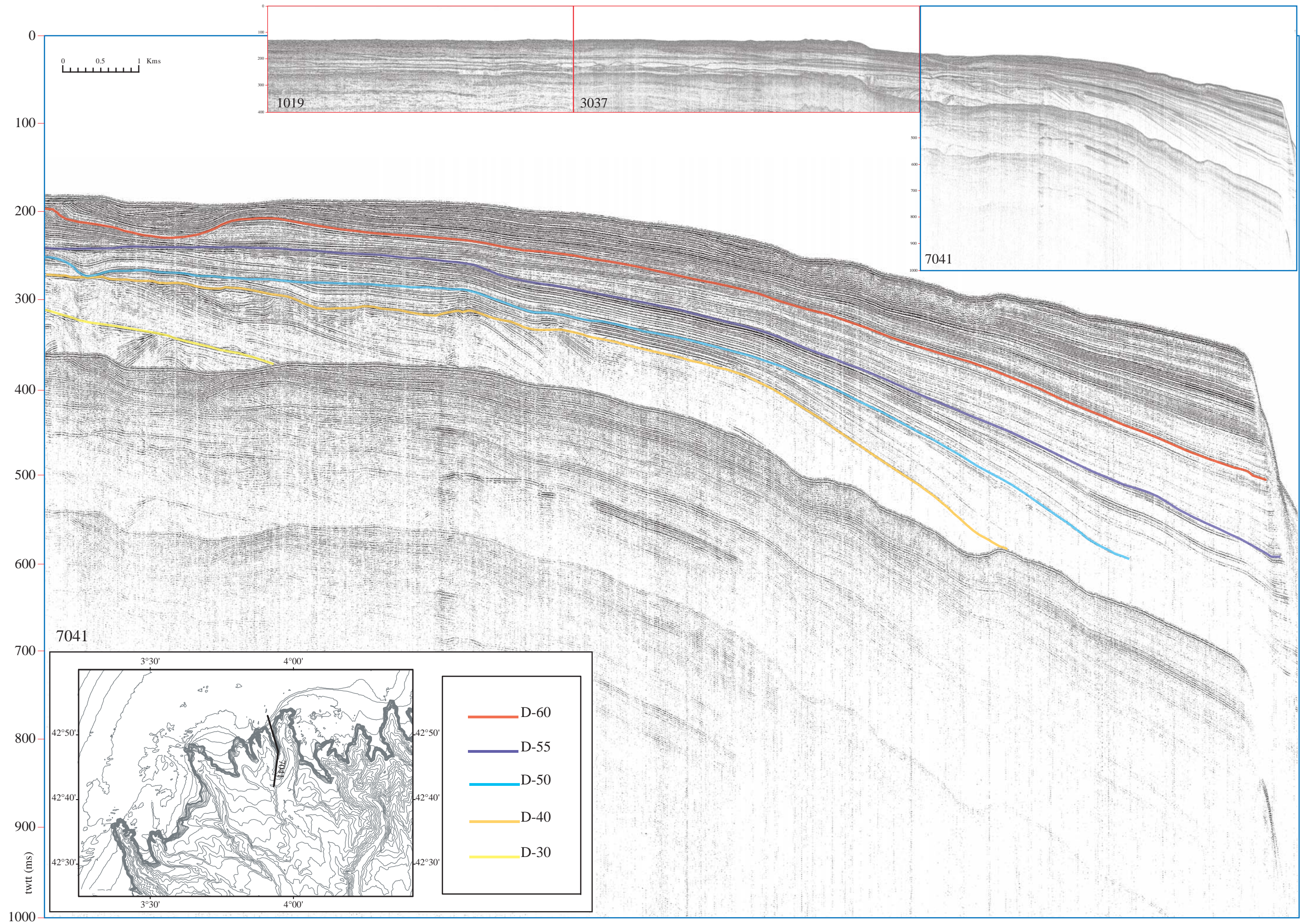


Figure V-20c: Profil 7041



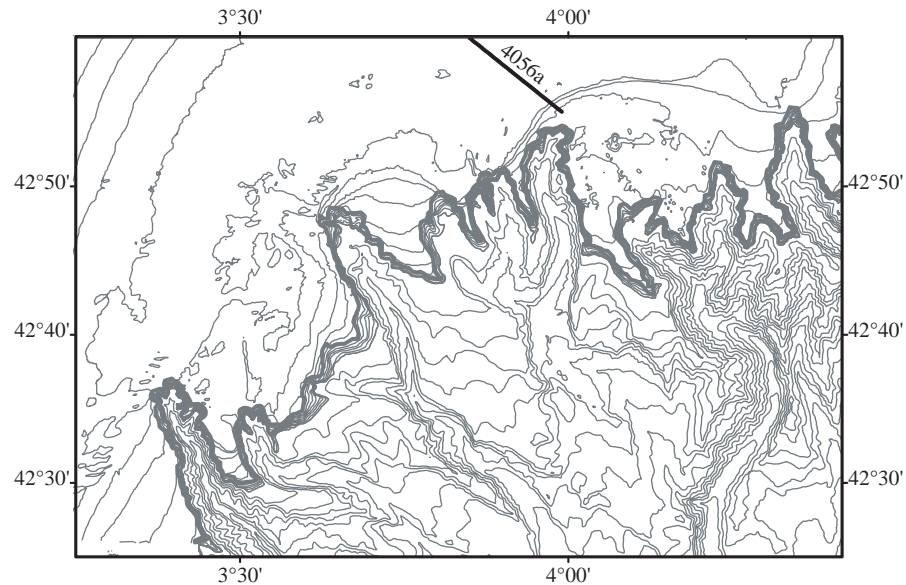
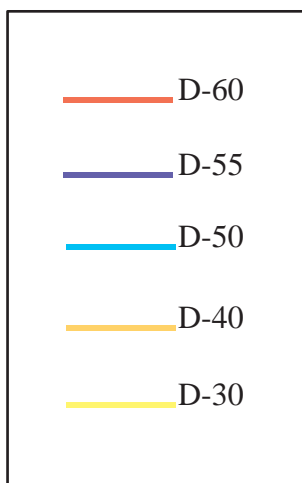
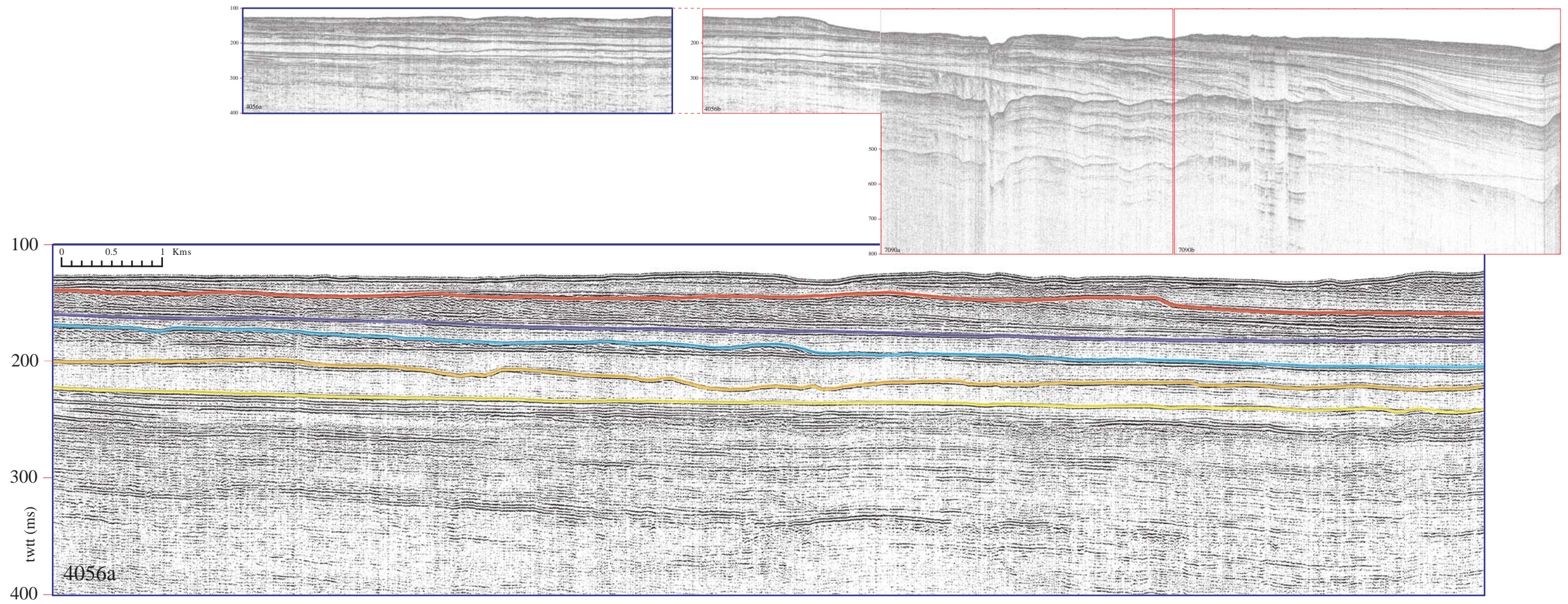


Figure V-21a: Profil 4056a



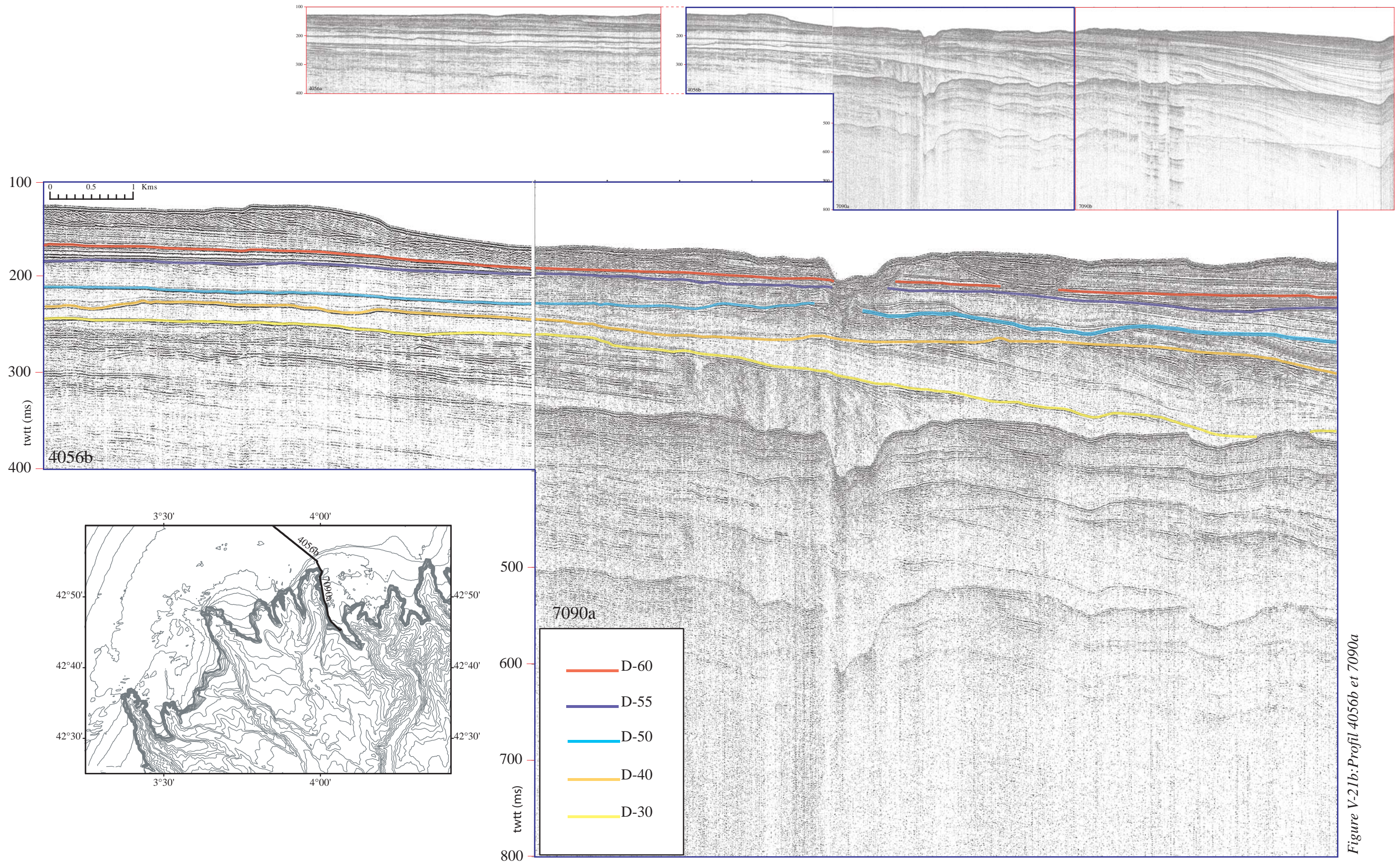


Figure V-21b: Profil 4056b et 7090a



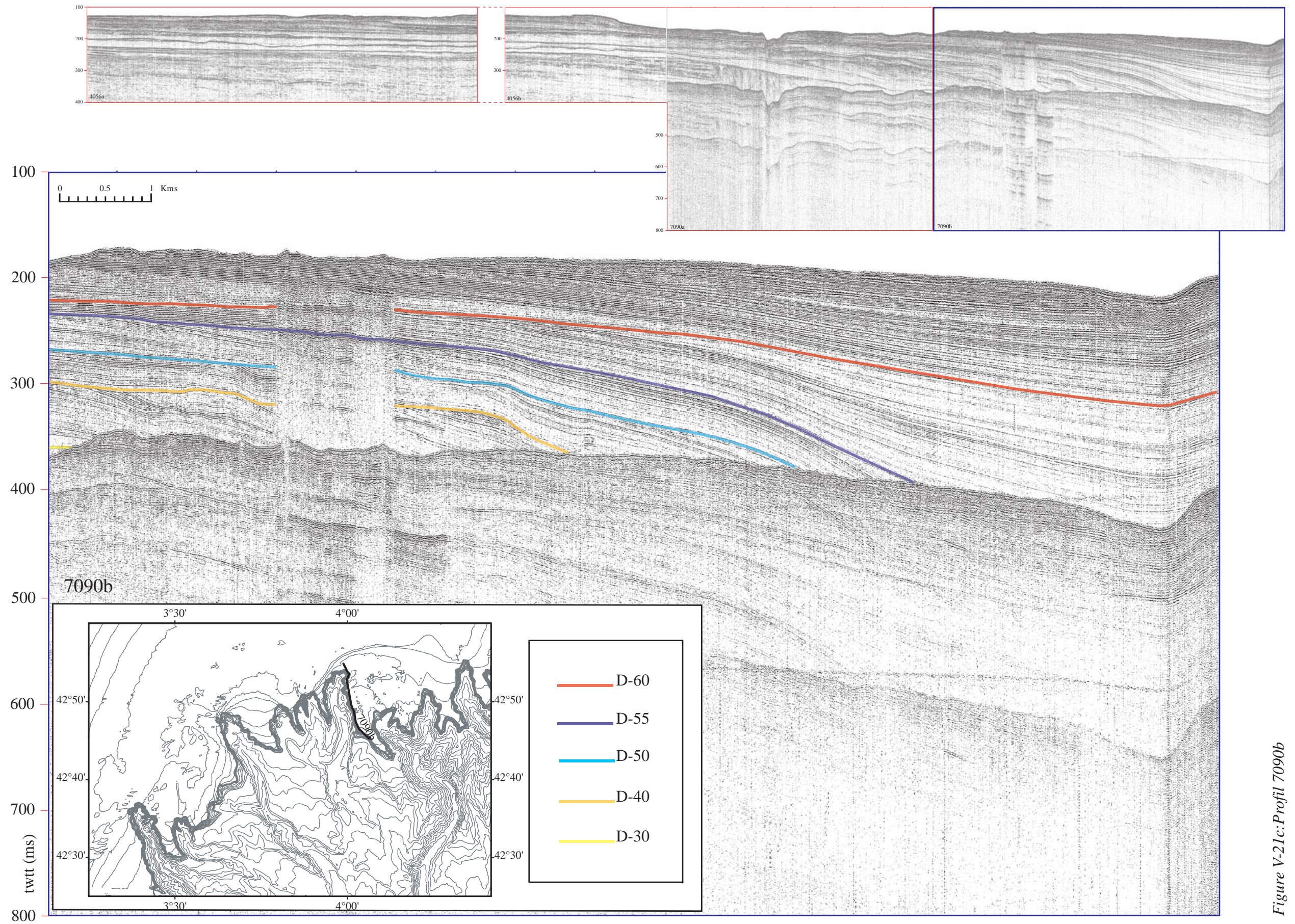


Figure V-21c: Profil 7090b



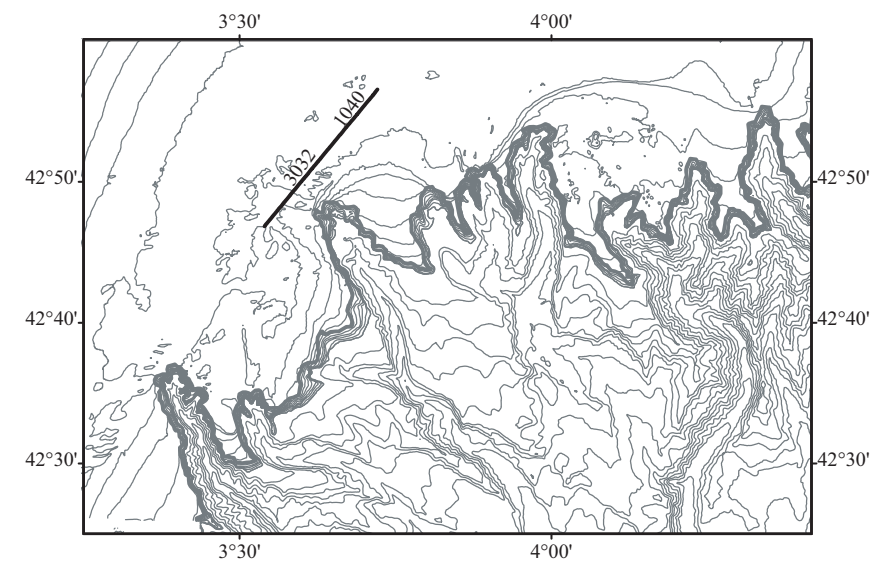
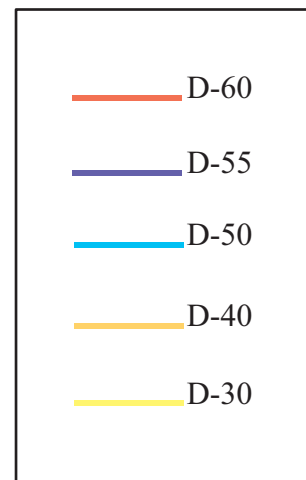
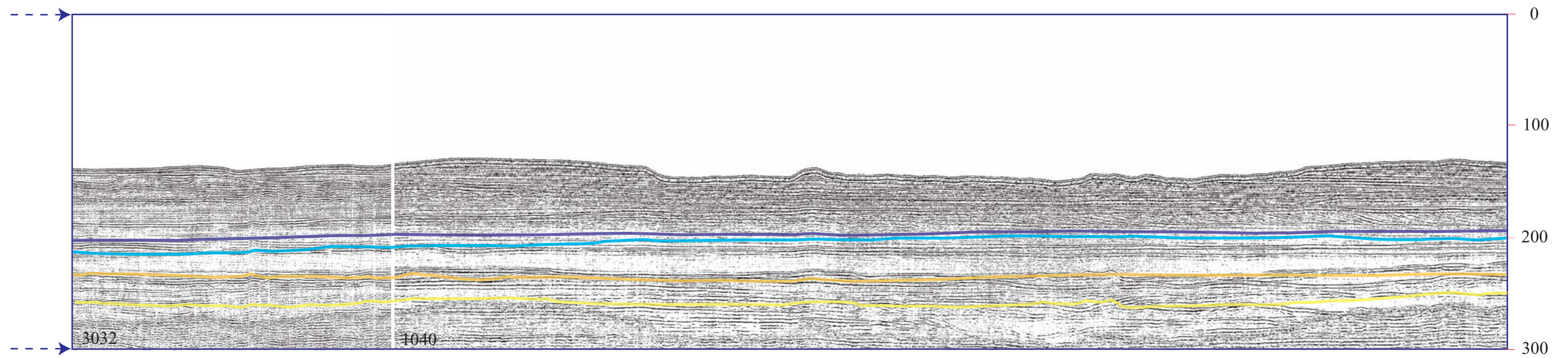
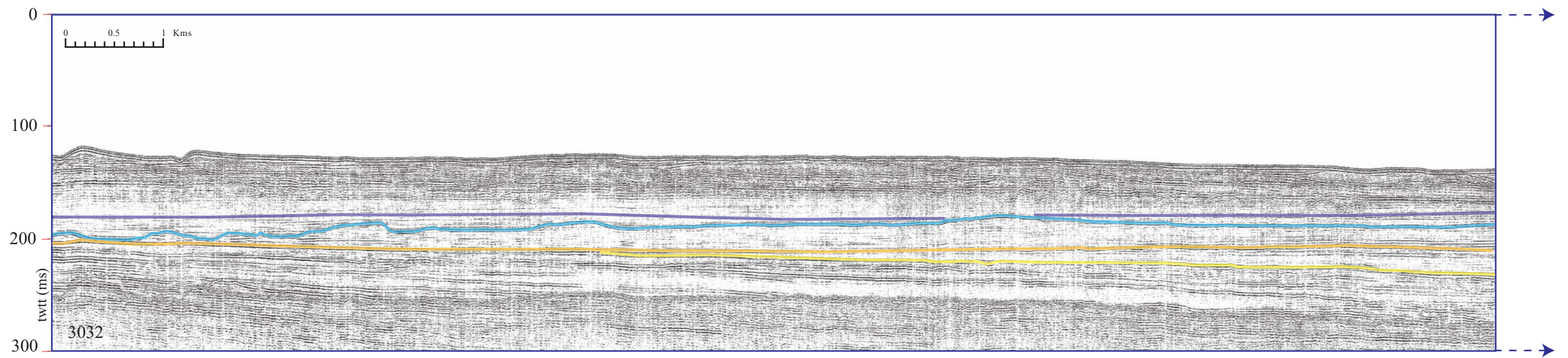
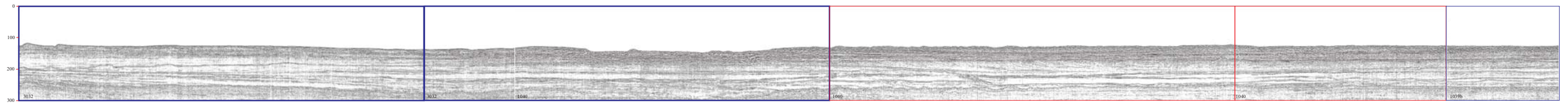


Figure V23a: Profils 3032 et 1040



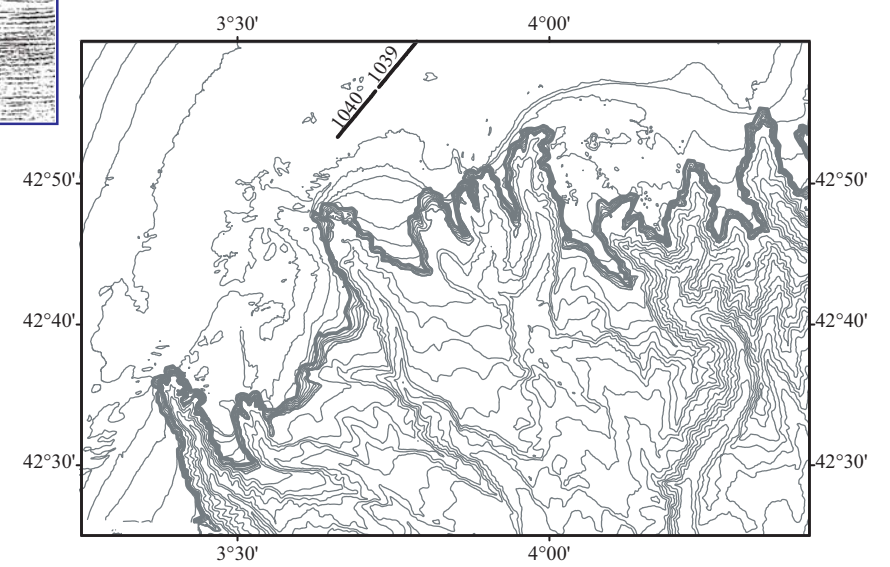
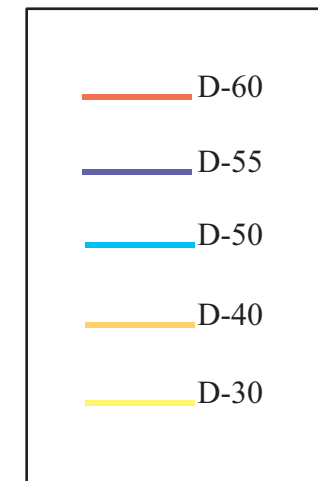
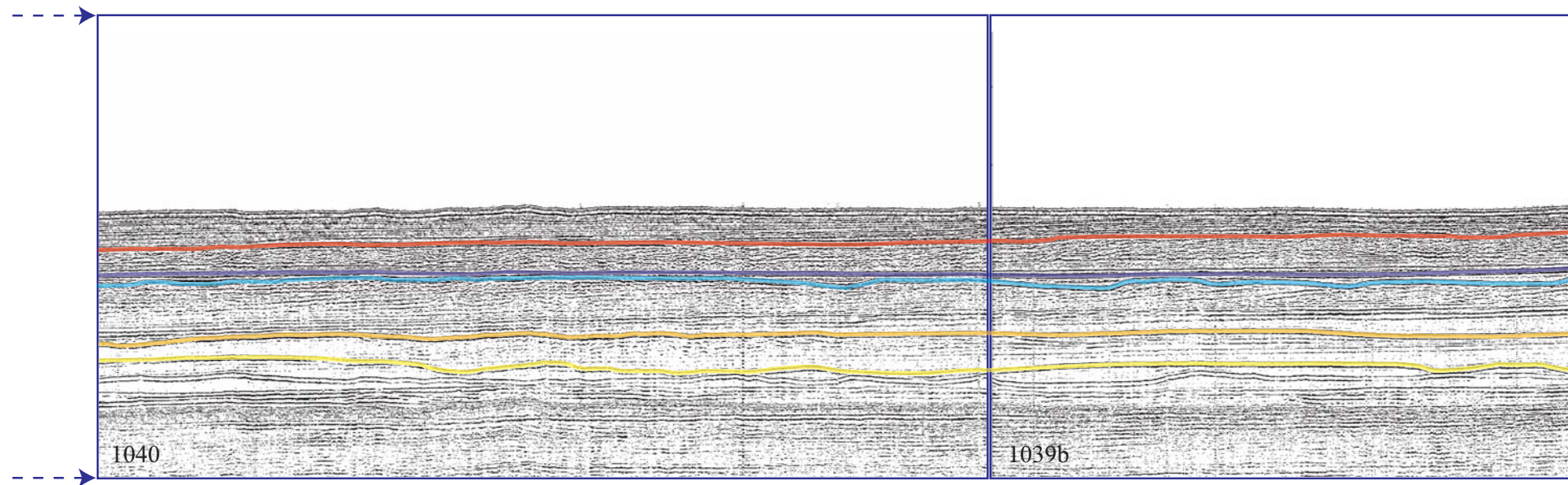
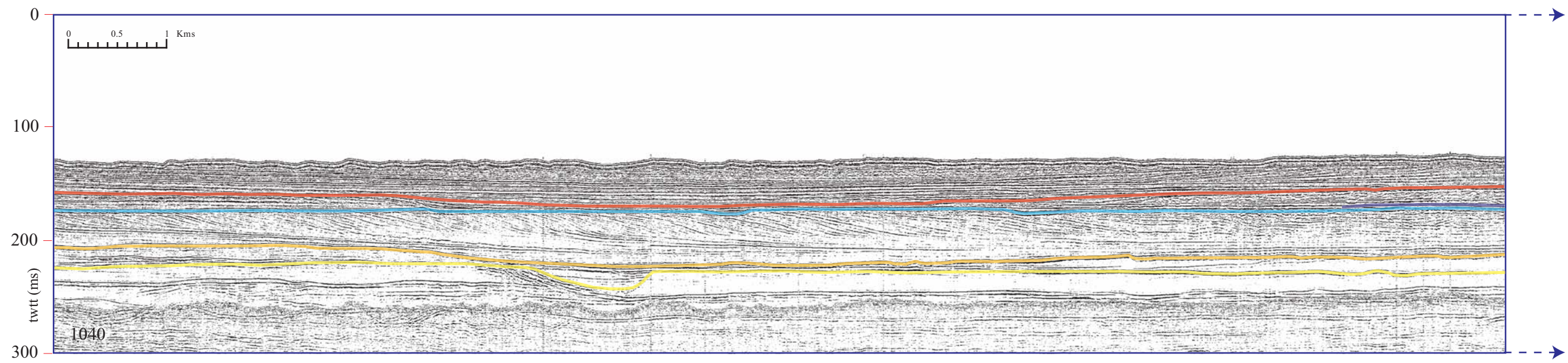
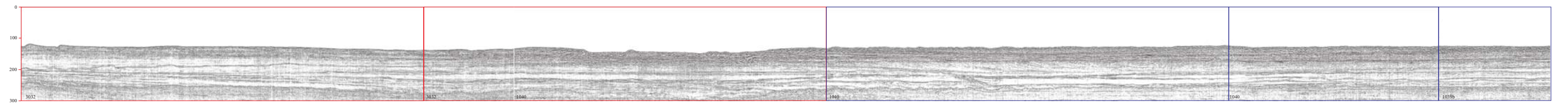


Figure V-23b : Profils 1040 et 1039b



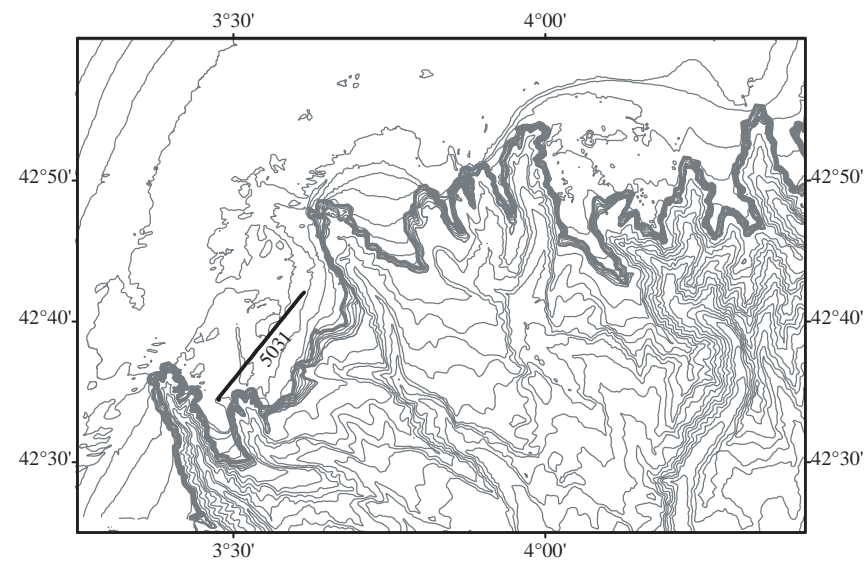
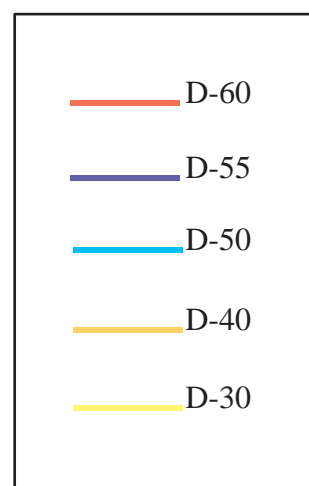
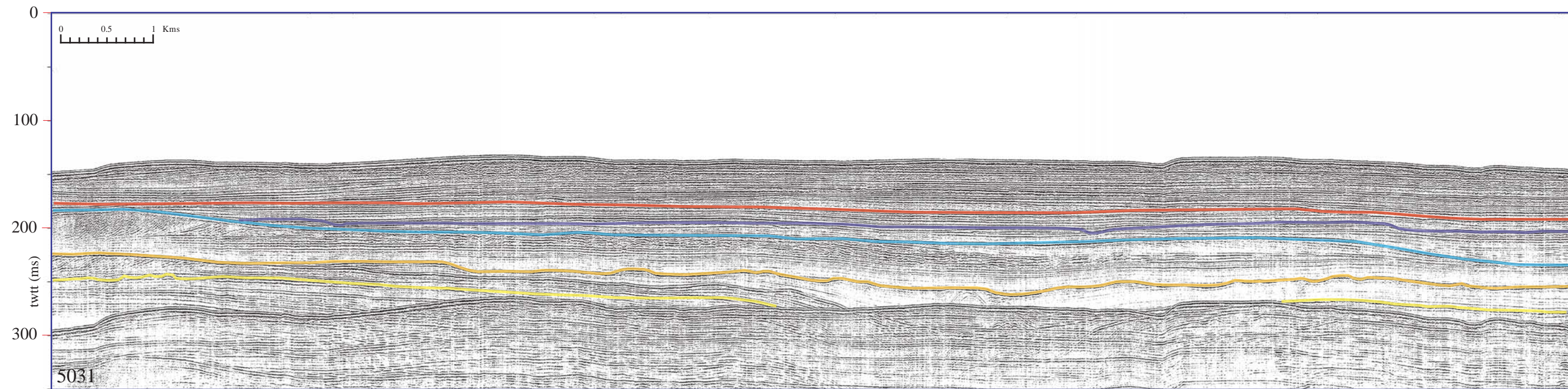


Figure V-24: Profil 5031



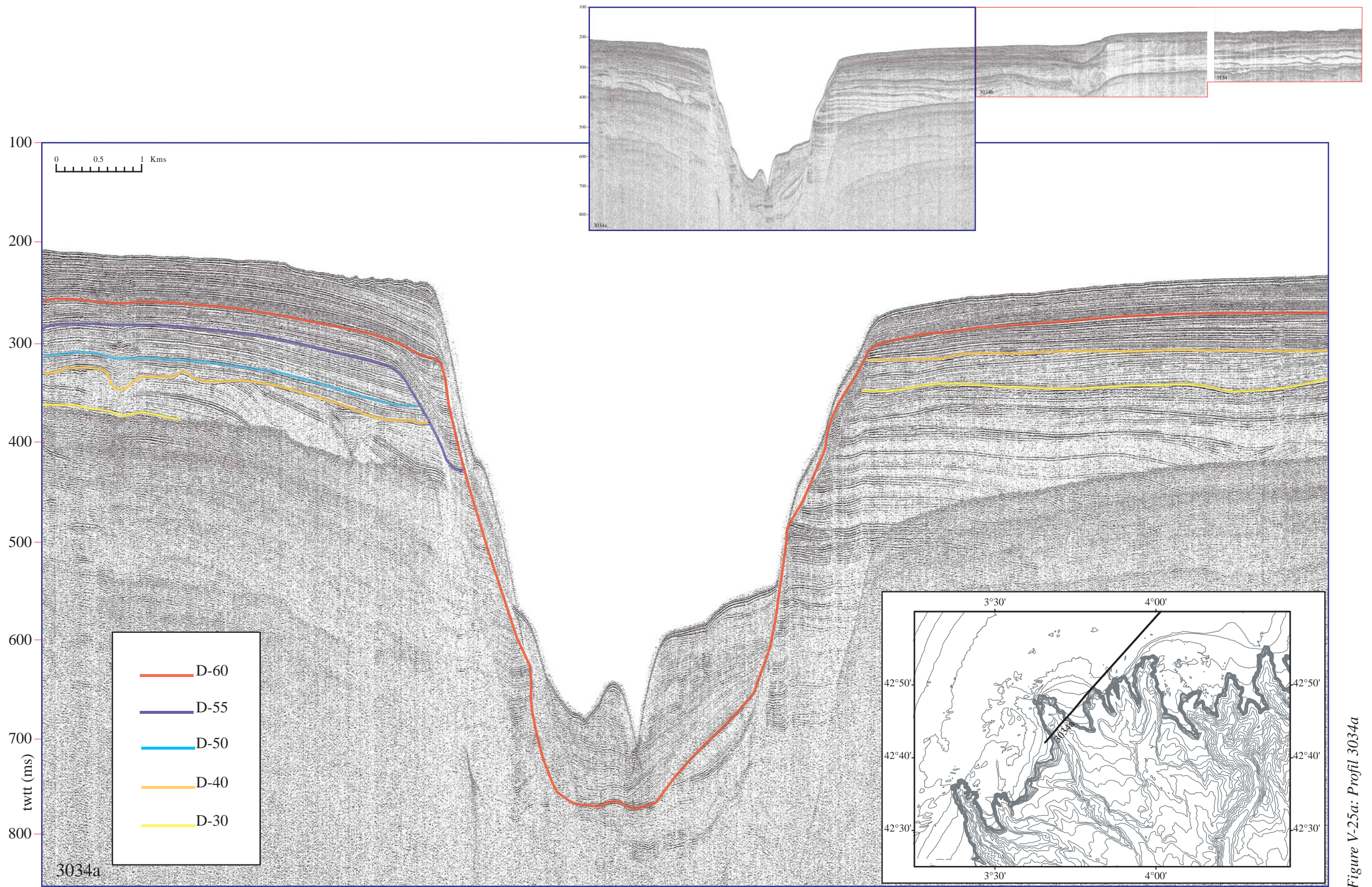


Figure V-25a: Profil 3034a



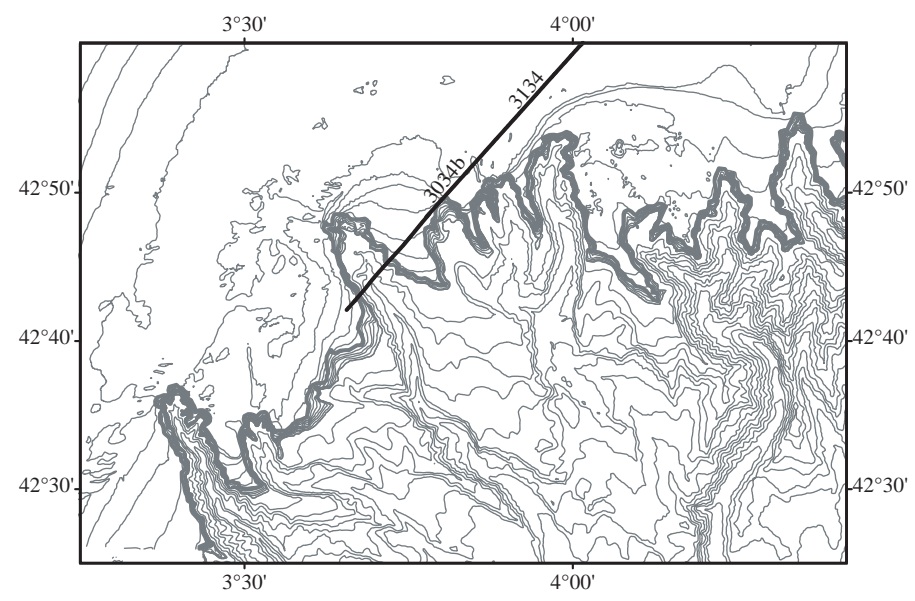
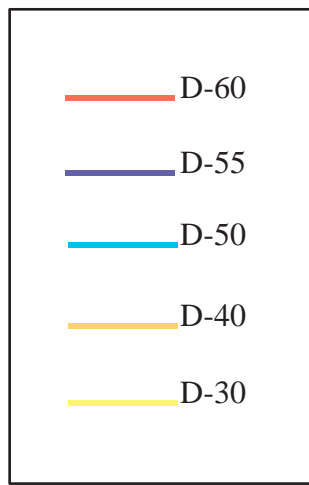
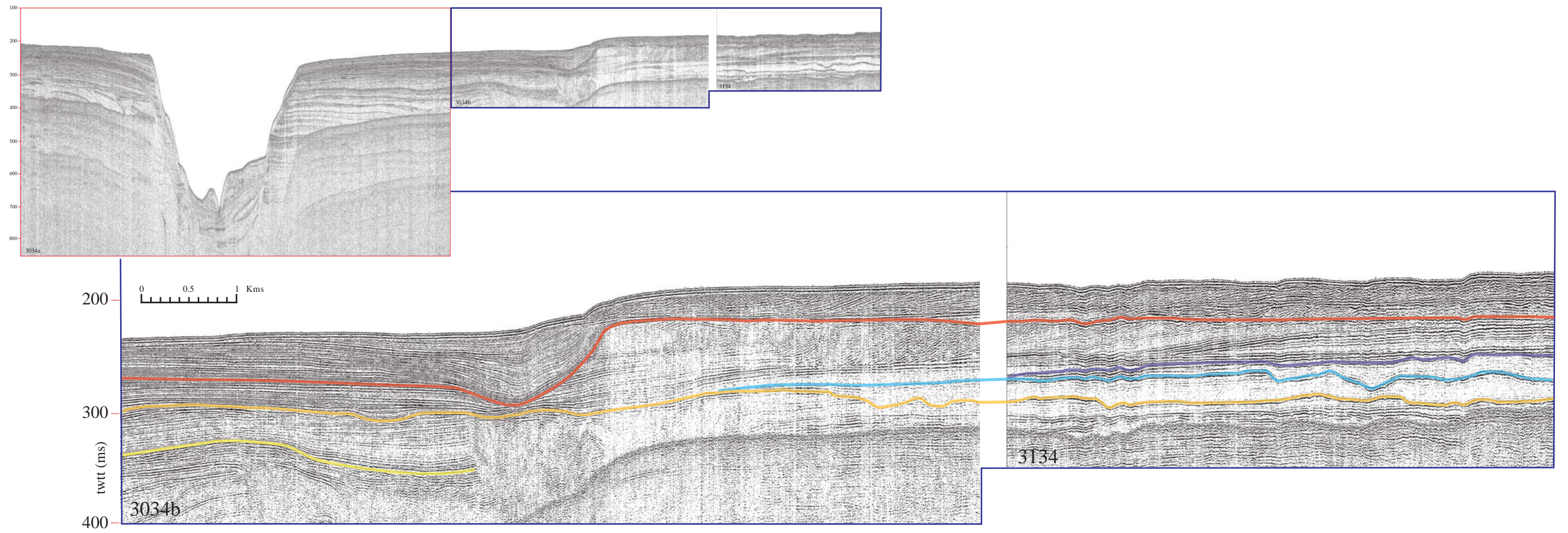


Figure V-25b: Profils 3034b et 3134



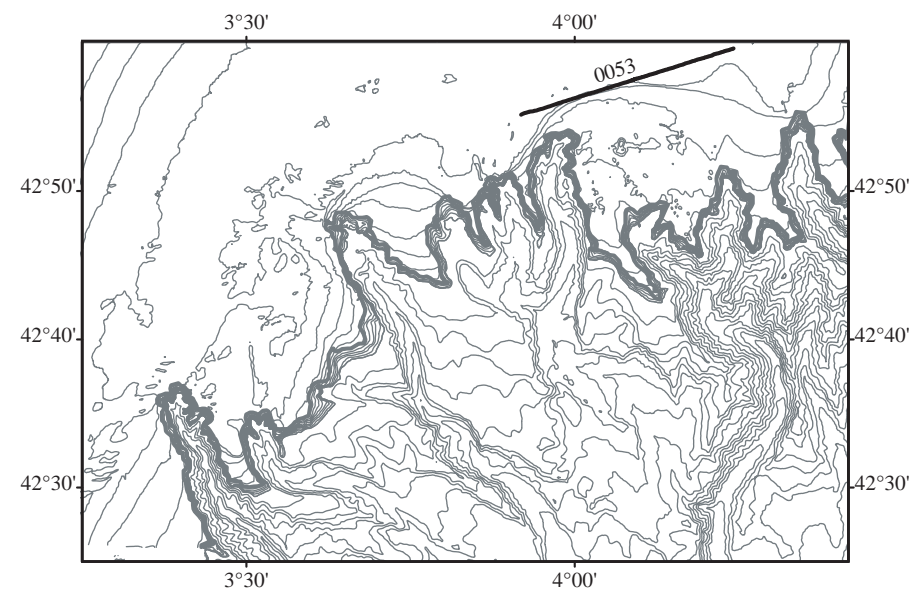
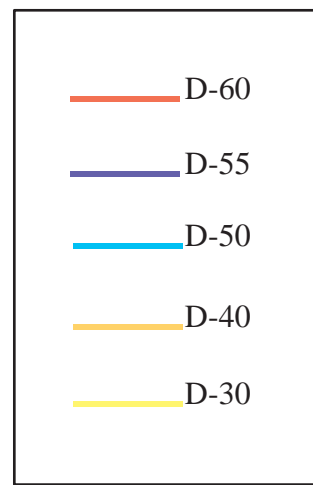
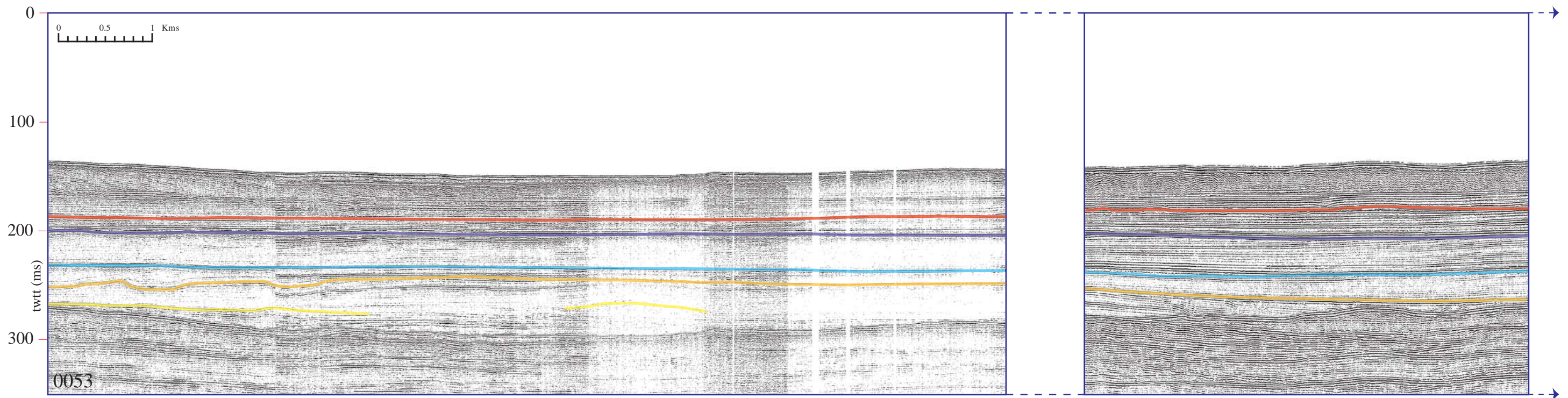


Figure V-26: Profil 0053





**- Sur la plateforme externe**

On observe dans cet ensemble de lignes sismiques comment les dépôts enregistrés dans la plate-forme moyenne et externe présentent, essentiellement, une stratification en “clinoformes” à faible ou à forte pente (clinoformes dans le sens de Mitchum (Mitchum et al., 1977b)). L'étude plus récente sur cette structuration établit l'organisation entre les deux types de clinoformes : un couple de prismes (PI –peu pentue- et PII –très pentue-) constitue le motif de construction, ce motif est chapeauté par une même surface de discontinuité majeure. La sédimentation de la plate-forme moyenne et externe de la zone d'étude confirme le modèle proposé par Rabineau (Rabineau 2001; Rabineau et al. 2004) (Figure V-27).

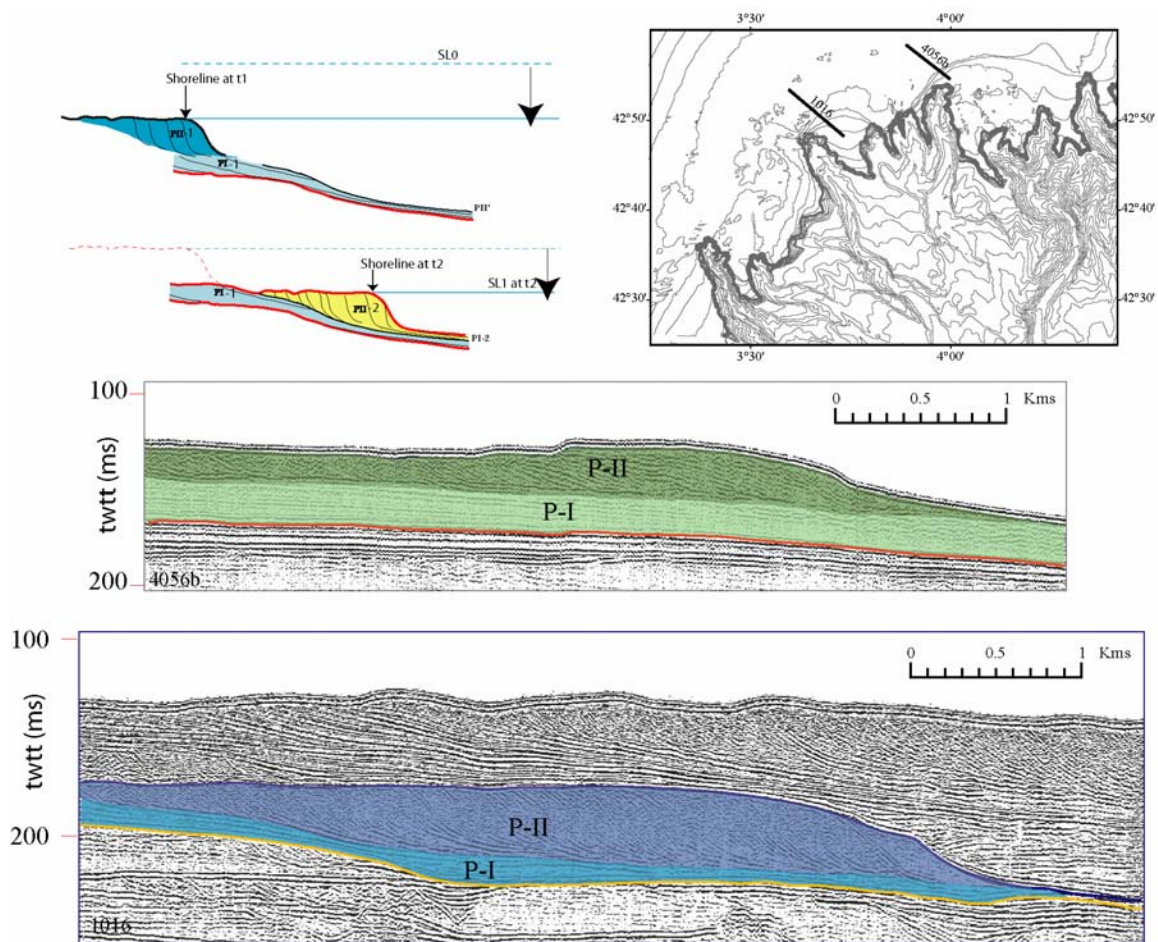


Figure V-27: Schéma de mise en place du motif sédimentaire élémentaire PI-PII proposé par Rabineau avec deux exemples sismiques de notre zone d'étude.

**Les prismes PI** (clinoformes à faible pente  $<1^\circ$ ) correspondent (d'après les carottages) à des dépôts silto-argileux d'environnement pro-deltaïque avec des niveaux plus grossiers (sableux à base érosive) qui correspondent à des crues exceptionnelles et/ou à des dépôts de tempêtes. Le milieu de dépôt permet le dépôt des argiles, on se trouve donc sous la limite d'action des vagues de l'époque.

**Les prismes PII** (clinoformes à forte pente  $>2^\circ$ ) correspondent (d'après les carottages) à des dépôts sableux bien triés (fin-moyen) avec une abondante faune marine qui témoigne d'un double passé : milieu circalittoral et milieu infralittoral remanié (Bourdillon 1994). Ces prismes enregistrent une progradation du littoral et le dernier arrêt avant l'épisode transgressif. La fin de la progradation du dernier épisode est enregistrée par une marche dans la bathymétrie actuelle qui laisse imaginer un littoral continu dominé par les houles.

Les discontinuités majeures sont des troncatures érosives (de rugosité variable) qui évoluent vers le large (au niveau des interfluves) en des surfaces concordantes. De la plus récente à la plus ancienne, la sismique très haute résolution a permis de retrouver et d'étendre l'interprétation des discontinuités majeures suivantes: D-70, D-60, D-55, D-50, D-40 et D-30 du côté des canyons de Sète et Marti et du côté du canyon Pruvost. L'épaisseur sédimentaire déposée depuis la D-40 est présentée dans la Figure V-28.

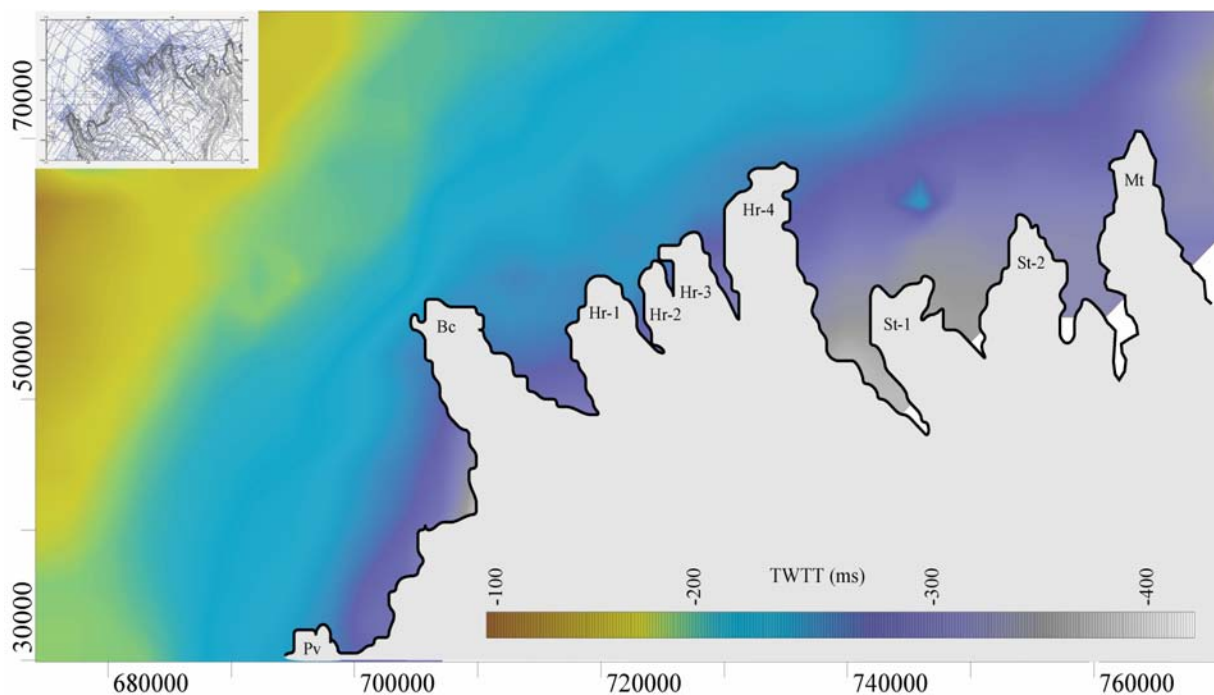


Figure V-28: Carte d'isopaques des sédiments déposés au dessus de la D-40.

D70, D-60, D-50, D-40 et D-30 correspondent à des surfaces, témoins d'une érosion de l'ensemble de la plate-forme. L'ordre de grandeur de ces séquences est de 100 000 ans comme démontré par Rabineau (2001) et illustré sur la figure V-28bis.

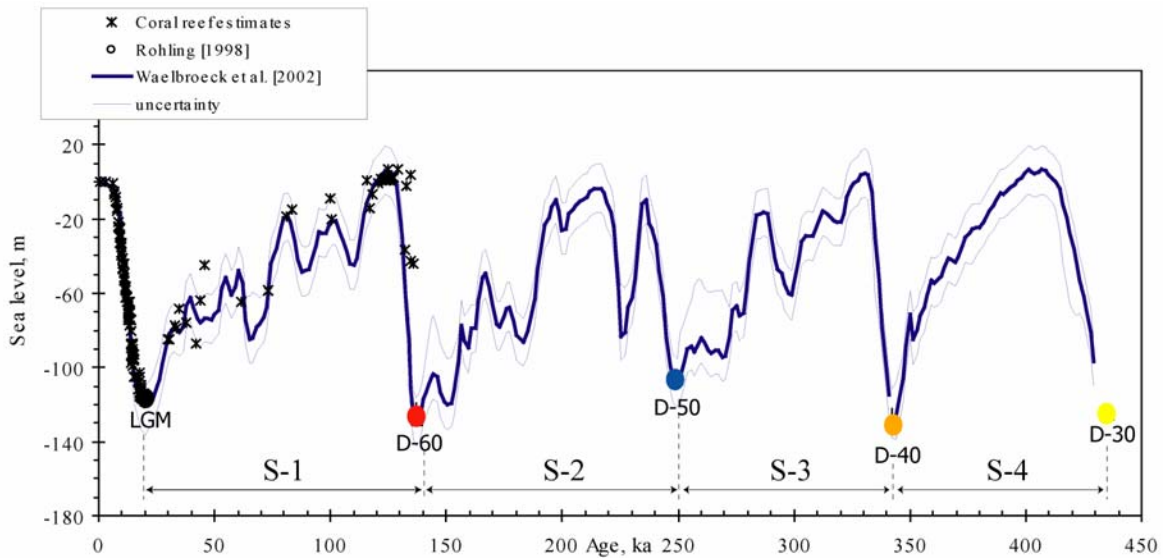
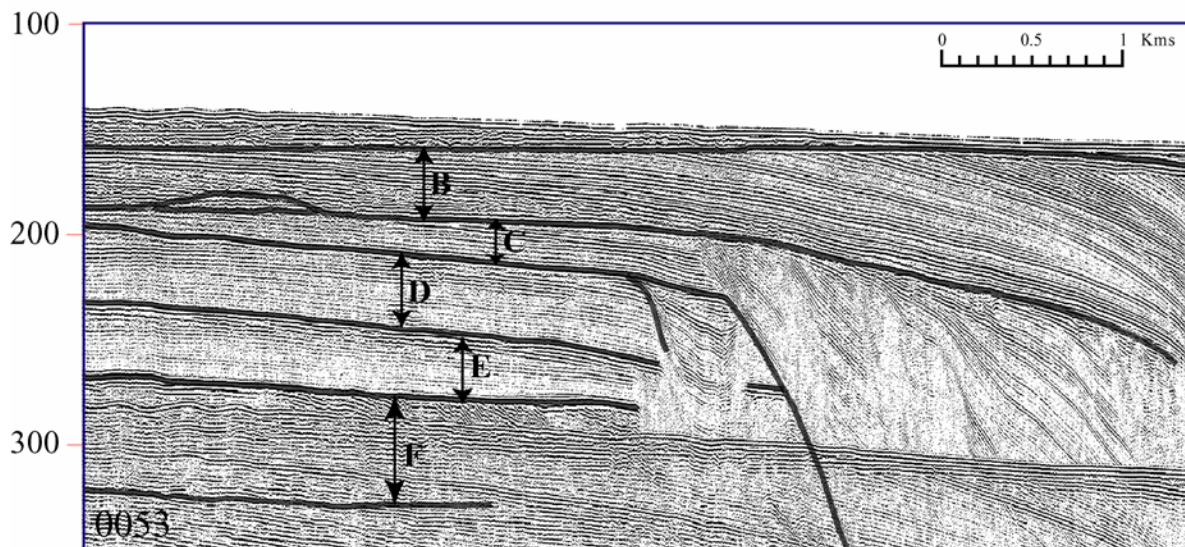


Figure V-28bis : Courbe du niveau marin avec (i) les discontinuités de Rabineau (2001) reprises dans cet étude et (ii) séquences correspondantes.

La cartographie des discontinuités dans l'ensemble de la zone nous a permis de mettre en évidence la différence d'interprétation de Rabineau (2001) et celle de Torres (1995) (Figure V-29).





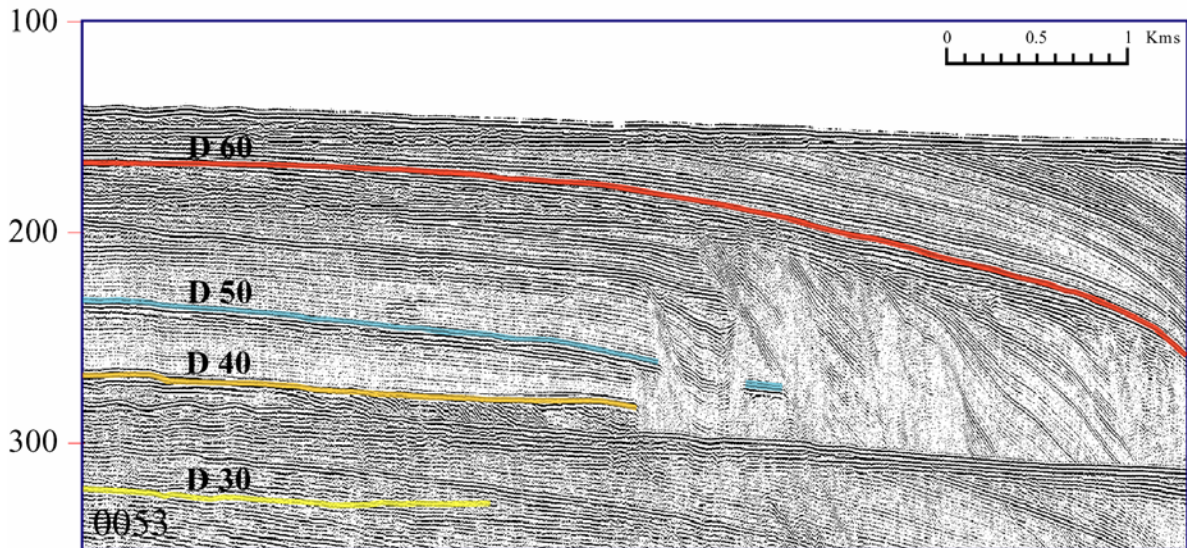


Figure V-29 : Différence entre l'interprétation proposée par Torres (en haut) et celle proposée Rabineau (en bas).

Dans cette étude, nous avons repris les surfaces D30, D40, D50, D60, D70. Cependant nous avons identifié une autre surface (nommée D55) (Figure V-30).

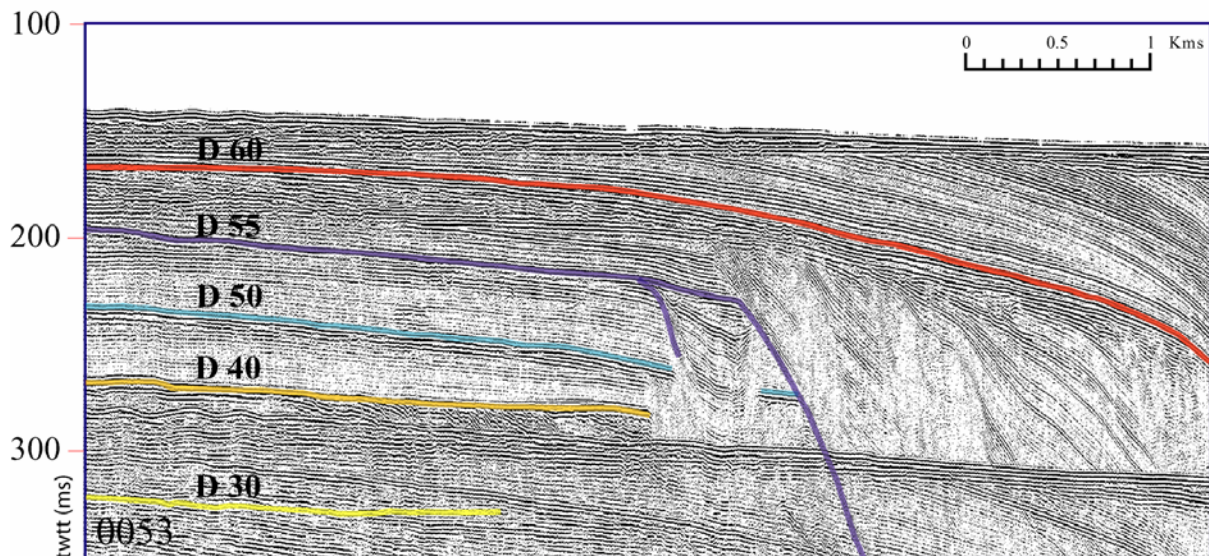


Figure V-30: Principales discontinuités sismiques identifiées pour notre étude avec en particulier une nouvelle surface D55.

#### Interprétation de la surface D55 :

L'existence de cette surface intermédiaire soulève plusieurs questions :

- (1) Rabineau a-t-elle « raté » un cycle ? Dans ce cas, l'âge des surfaces D70, D60 serait juste mais il faudrait décaler les autres surfaces d'un cycle.
- (2) D55 a-t-elle une autre signification ?



Le suivi de la surface D-55, même si elle s'exprime avec la même importance que les autres sur la plateforme moyenne de la partie rhodanienne, ne s'observe en fait pas partout. En particulier **on ne « remonte » pas cette surface sur la plate-forme interne**. Si l'intervalle de temps compris entre D50 et D55 était de 100 000 ans avec une amplitude de variation du niveau marin équivalente (haut niveau et bas niveau équivalents aux autres cycles en première approximation), et puisque la subsidence est constante à cette échelle de temps (Rabineau, 2001) il n'y a pas de raison pour expliquer qu'il n'y ait pas eu de dépôt ou que ce dépôt ait été érodé ultérieurement (qui expliquerait que l'on ne suit pas cette surface sur la plate-forme interne). Donc nous pensons que la durée séparant D50 et D55 est inférieure à 100,000 ans. De plus puisqu'il y a dépôt au dessus de D55 sur la plate-forme interne avant la formation de D60, c'est que le niveau marin est remonté après D55 plus haut et pendant un certain temps (assez long pour que la subsidence entre en jeu, bascule les séquences et permette leur préservation lors de la chute importante du niveau marin associé à formation de la surface D60).

Donc D55 serait associé à un cycle de variation du niveau marin relatif d'amplitude et de durée moindre. D'après les courbes isotopiques, il existe des cyclicités d'ordre inférieur. En particulier, la courbe de Waelbroeck, 2002, (figure V-30bis) montre entre les stades MIS 8 et MIS 6, une remontée rapide puis une chute rapide et importante sur une durée d'environ 20 000 ans, puis un haut niveau marin assez long (de 30-40 000 ans), ce qui expliquerait bien nos observations.

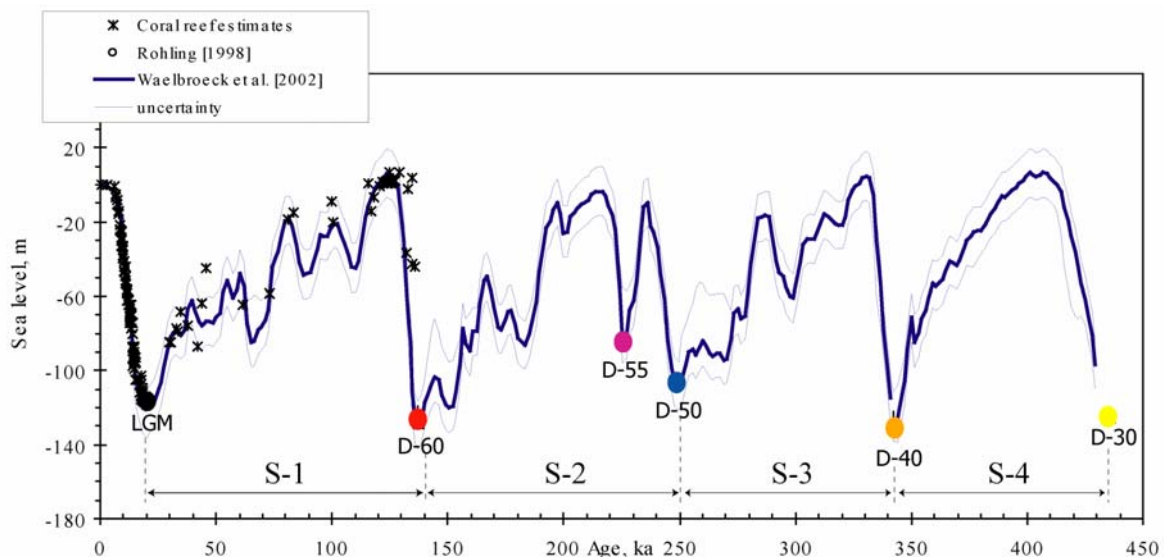


Figure V-30bis : Courbe du niveau marin avec (i) les discontinuités de Rabineau (2001) reprises dans cet étude et la position de la surface intermédiaire (D-55).

### Haut de pente

L'ensemble des profils présentés montre bien comment cet empilement se met en place cycle après cycle, dans la plate-forme externe, pour l'ensemble sédimentaire regardé. En nous éloignant du rebord de la plate-forme, on s'éloigne aussi de nos repères de départ pour l'identification des discontinuités (disparition en profondeur des PII par exemple). Mais, grâce à la bonne corrélation des discontinuités majeures au niveau des interfluves, on peut ramener nos discontinuités vers le large. On observe que, entre deux discontinuités majeures, les dépôts de pente enregistrent une alternance dans les dépôts lités qui la constituent (Figure V-31), fait observé aussi par Torres (1995) dans la partie rhodanienne. L'alternance de faciès lités (forte et faible amplitude) observée dans les interfluves, met en évidence une cyclicité d'ordre inférieure à celle mise en évidence par le couple PI-PII observé sur la plate-forme externe. On enregistre des petites variations glacio-eustatiques avec plus de détails dans les zones distales où les séries sédimentaires sont moins condensées et on se trouve loin de l'action de la houle et autres processus érosifs côtiers.

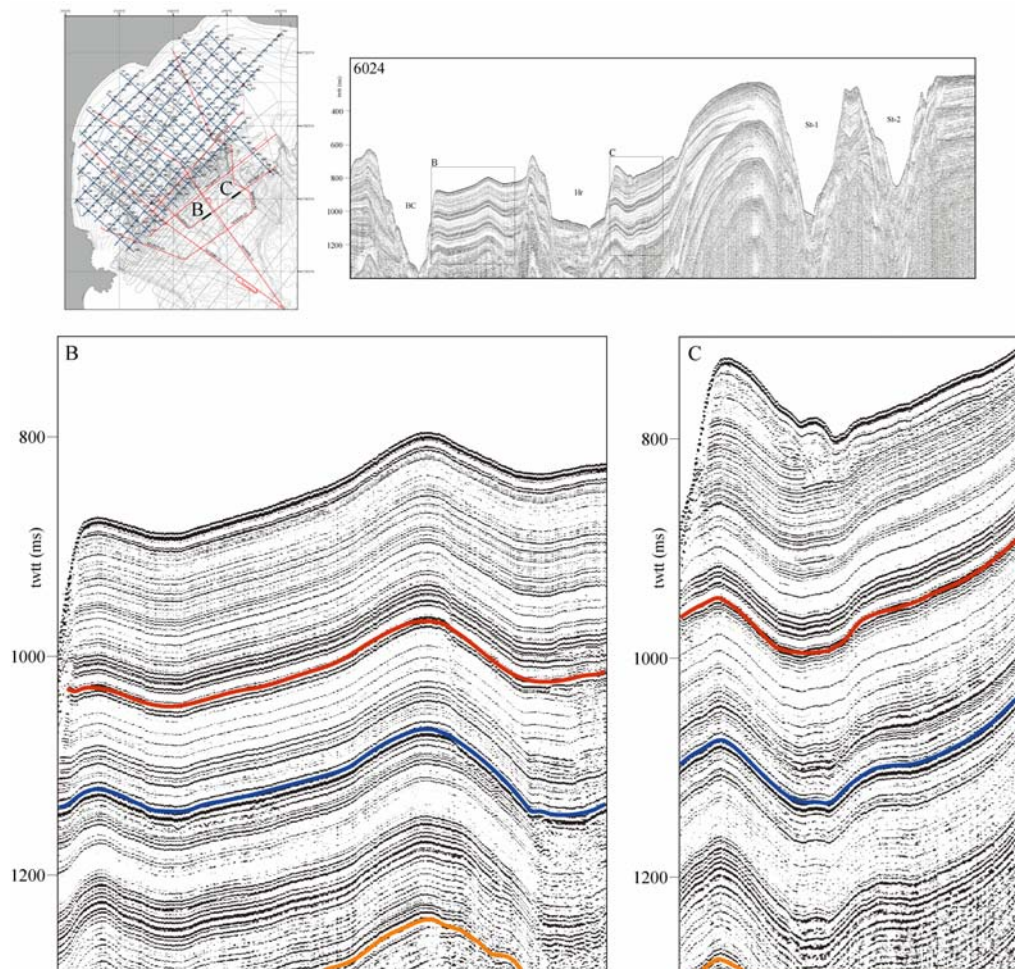
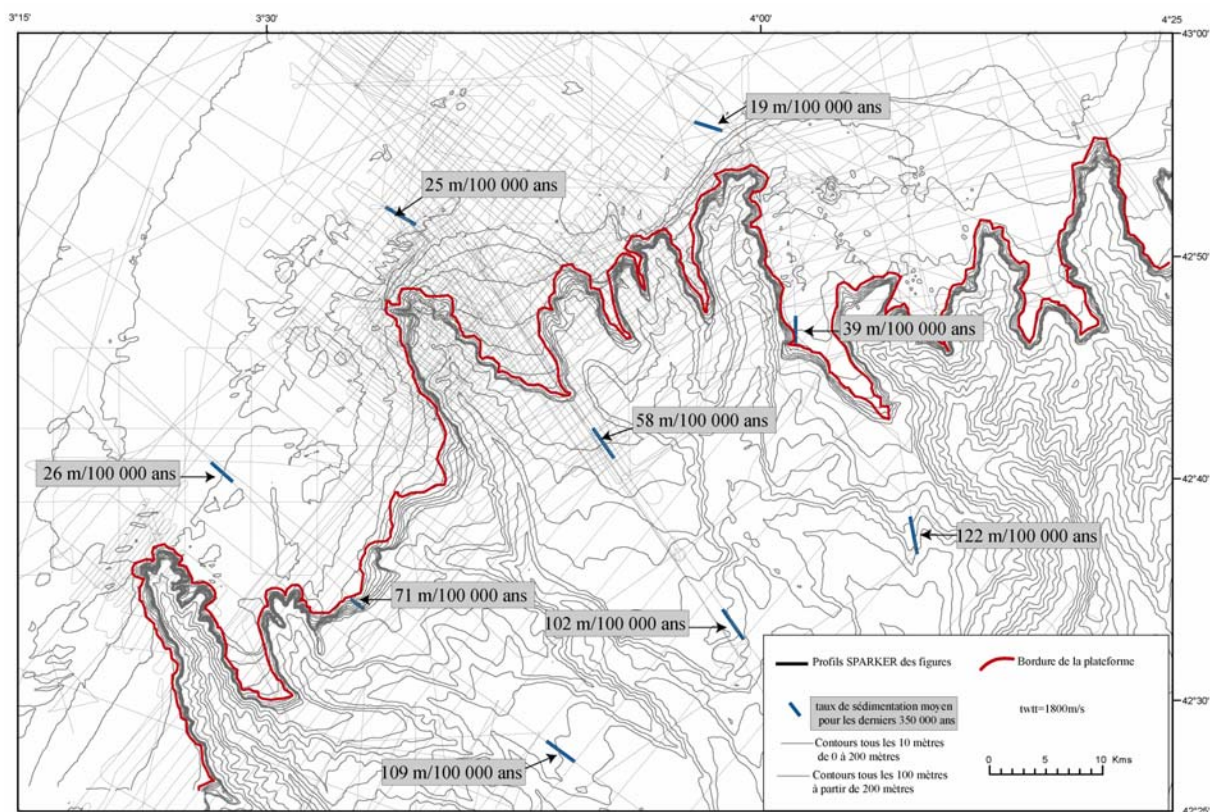


Figure V-31: Exemple des dépôts de pente qui enregistrent l'alternance entre faciès lités de haute et basse amplitude entre les discontinuités majeurs (rouge D-60, bleu D50 et orange D-40).

Les ensembles lités de faible amplitude sont sûrement des dépôts fins qui peuvent témoigner soit d'une distance à la source plus importante (les dépôts grossiers étant piégés près de la côte) soit de l'alimentation par un système qui apporte que des sédiments fins ; deux possibilités qui nous empêchent de nous appuyer sur les faciès pour affirmer quoi que ce soit sur le niveau marin à partir des dépôts de pente. Par contre, cette cyclicité est fondamentale pour corrélérer les discontinuités majeures dans les zones qui n'ont pas de profils de contrôle ; tel est le cas de l'exemple présenté dans la figure précédente où, pour passer d'un côté à l'autre du canyon, la signature de la cyclicité des faciès est notre repère principal.

Les différences observées entre la sédimentation sur le plateau et la pente continentale sont mises en évidence par les taux de sédimentation-préservation moyens calculés sur la totalité d'un cycle de 100 000 ans (Figure V-32). Globalement sur 100 000 ans, les séries sédimentaires sont moins épaisses sur la plateforme que sur la pente. Mais en fait ces valeurs sont trompeuses car les dépôts sont perturbés par de l'érosion, qui prend une importance variable en fonction du point du système regardé. On peut établir deux grands types d'érosion en dehors de celle observée dans les canyons sous-marins: **(i)** l'érosion des parties émergées et **(ii)** l'érosion des parties submergées.



**(i)** L'érosion des parties émergées, pendant un cycle régression/transgression, dans la zone étudiée s'exprime principalement par des grandes surfaces érosives régionales à faible pente ( $<1^\circ$ ). Ces discontinuités ont enregistré (a) un épisode régressif qui a placé l'ensemble en conditions aériennes où l'abrasion prédomine et (b) l'épisode transgressif suivant, où l'action érosive de vagues retravaille la surface continentale à mesure que le niveau marin monte et la surface reprend son caractère marin. L'ampleur de cet aller-retour, enregistré dans les surfaces d'érosion, donne des indications sur l'amplitude du cycle implique; de cet façon on peut affirmer que les discontinuités majeures D70, D-60, D-50, D-40, D-30 enregistrent un aller-retour qui recoupe l'ensemble de la plateforme, alors que la D-55 enregistre un cycle d'amplitude moindre (cf ci-dessus).

**(ii)** L'érosion des parties submergées présente son expression la plus claire dans les interfluves au pied des prismes sableux qui marquent la ligne de rivage des bas niveaux successifs. Les érosions prennent une ampleur verticale de plus de 20 mètres et s'étalent à un maximum de 30 mètres de profondeur au delà de la ligne de rivage (Figure V-33, et Figure V-34).



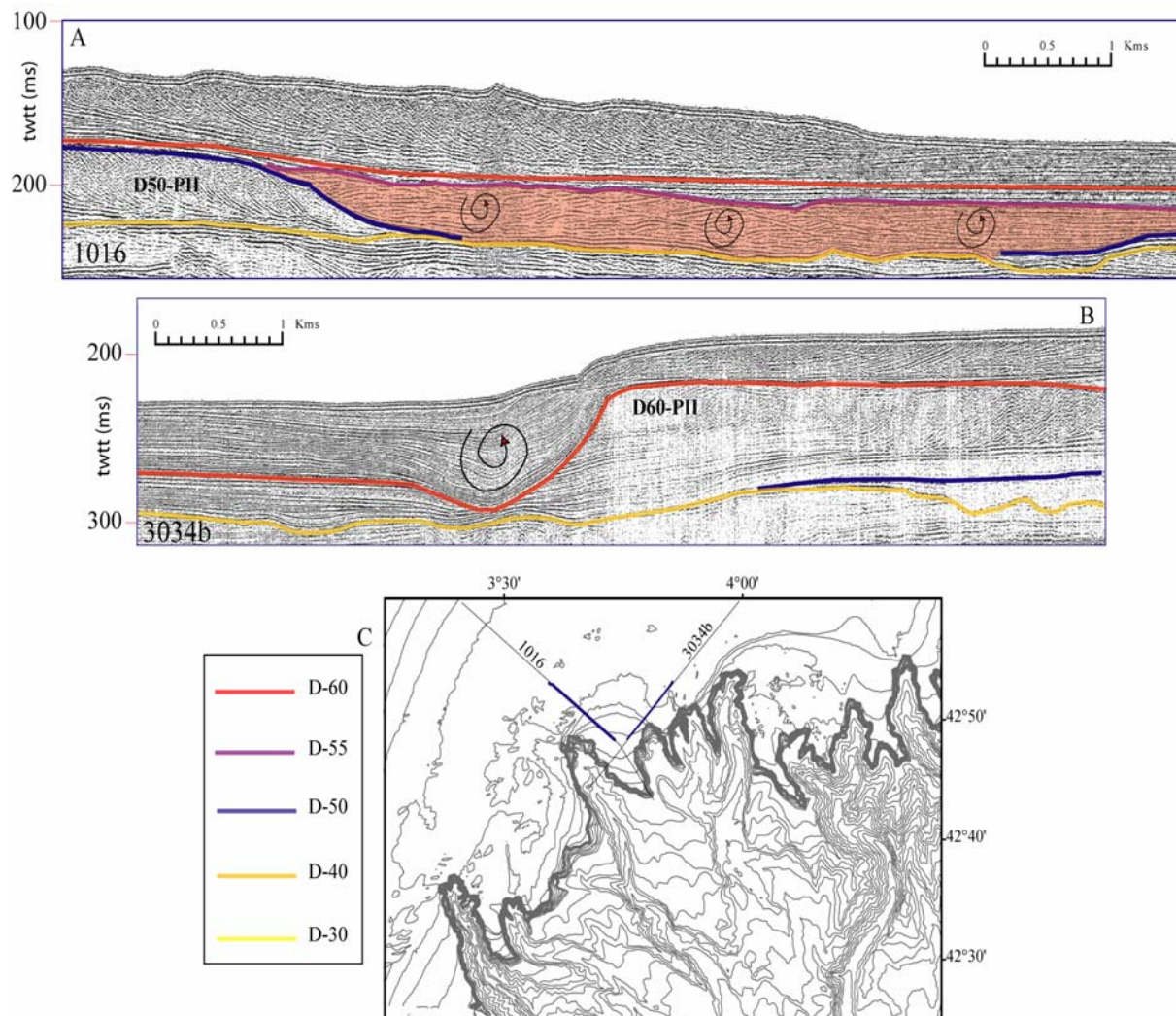


Figure V-33: (A) Zone à forte érosion sous-marine au pied du prisme sableux (PII) de l'épisode correspondant à la D-50, où des sédiments structurés en vagues (enveloppe rose) se sont déposés postérieurement. (B) zone à forte érosion sous-marine au pied du prisme sableux (PII) de l'épisode correspondant à la D-60 (C) position des deux profils.



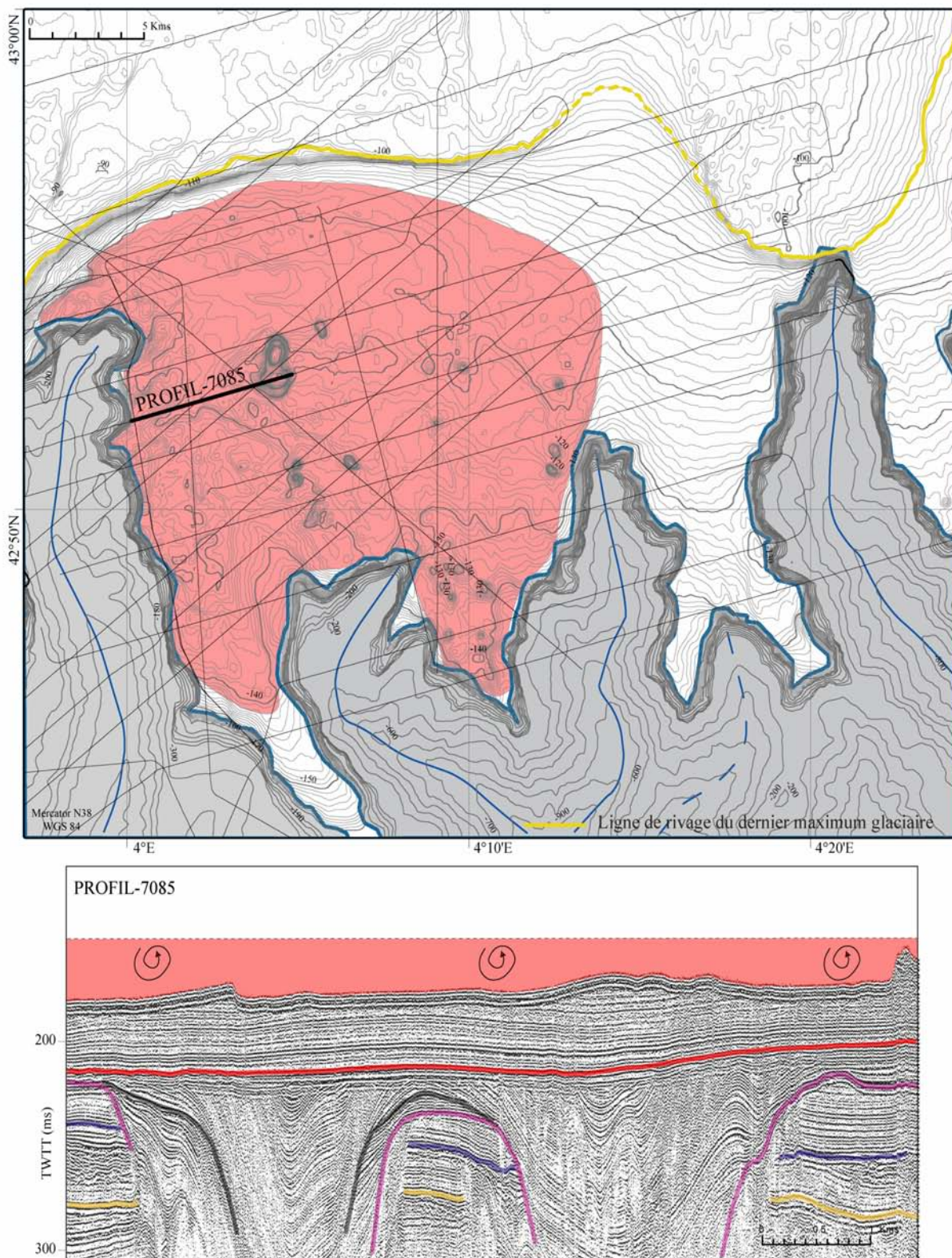


Figure V-34: Erosion sous-marine de plus de 20 mètres (en rose sur les deux images) au pied du prisme sableux (PII) de l'épisode correspondant au dernier maximum glaciaire (en jaune dans la première image), dans l'interfluve des canyons Hérault et Sète.

Ces érosions se développent depuis la bordure du prisme sableux du dernier maximum glacial (à une profondeur de 110 mètres dans la bathymétrie actuel) jusqu'à 140 mètres, en témoignant une zone d'action des vagues (au dernier maximum glacial) d'environ 30 mètres.

Une fois identifiées et corrélées les discontinuités sur l'ensemble de la plate-forme, notre attention s'est portée sur les zones où le motif sédimentaire est interrompu par des incisions profondes perturbant cette sédimentation: les vallées fossiles de la plate-forme externe.

#### **V.1.9.2. Remplissage versus érosion : les vallées fossiles de la plate-forme externe.**

La sédimentation de la plate-forme externe est fortement perturbée par la présence de vallées fossiles ou "gouttières", qui apparaissent à une distance variable de la bordure actuelle de plate-forme. Les interprétations de ces "structures" selon les auteurs, travaillant dans cette zone, sont multiples et ont été présentées dans la partie V.1. Ces interprétations sont issues de la relation entre les "vallées fossiles" et les limites de séquences proposées. Etablir cette relation revient à établir la relation entre les phases d'érosion et de remplissage enregistrées dans la plate-forme externe.

Nos observations parcourent la plate-forme actuelle d'Ouest en Est; du canyon du Lacaze-Duthiers vers le canyon de Sète.

**a) Au niveau de la tête du canyon du Lacaze-Duthiers**, on observe, malgré la forte érosion, un remplissage progressif contrôlant l'évolution (Figure V-35). Le manque de données dans cette région nous empêche de réaliser un suivi détaillé.



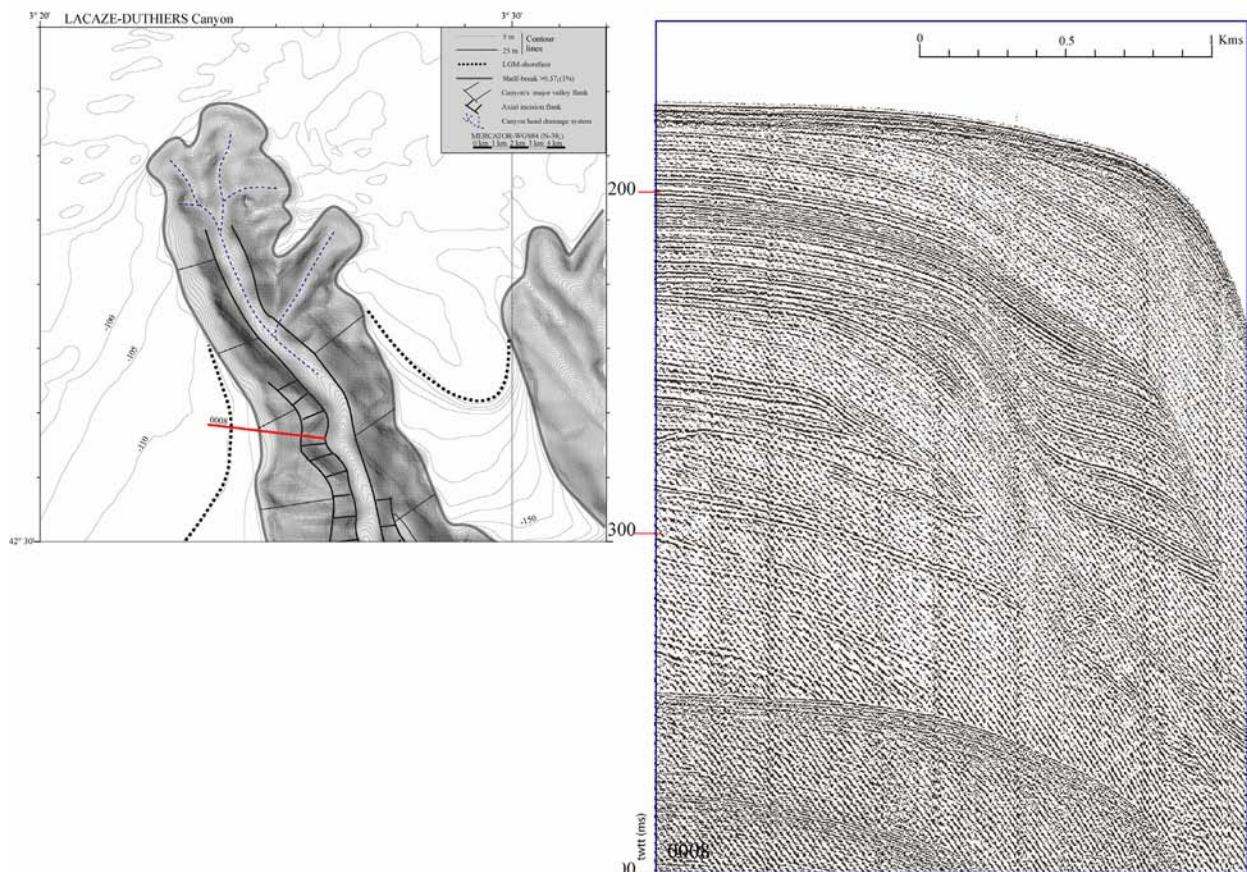


Figure V-35: Bathymétrie de la partie supérieure du canyon du Lacaze-Duthiers et position du profil sismique présenté. Ligne sismique 0008 (campagne ESCOMED) sur laquelle on peut observer le remplissage progressif du flanc Ouest du canyon du Lacaze-Duthiers.

**b) Au niveau de la tête du canyon de l'Aude**, on observe dans la bathymétrie actuelle la trace de l'érosion associée à l'incision axiale, cette érosion témoigne d'une connexion fluviale puisque l'incision démarre au niveau de la ligne de rivage du Dernier Maximum Glaciaire (Figure V-36) (cf article Baztan et al., au chapitre 6).

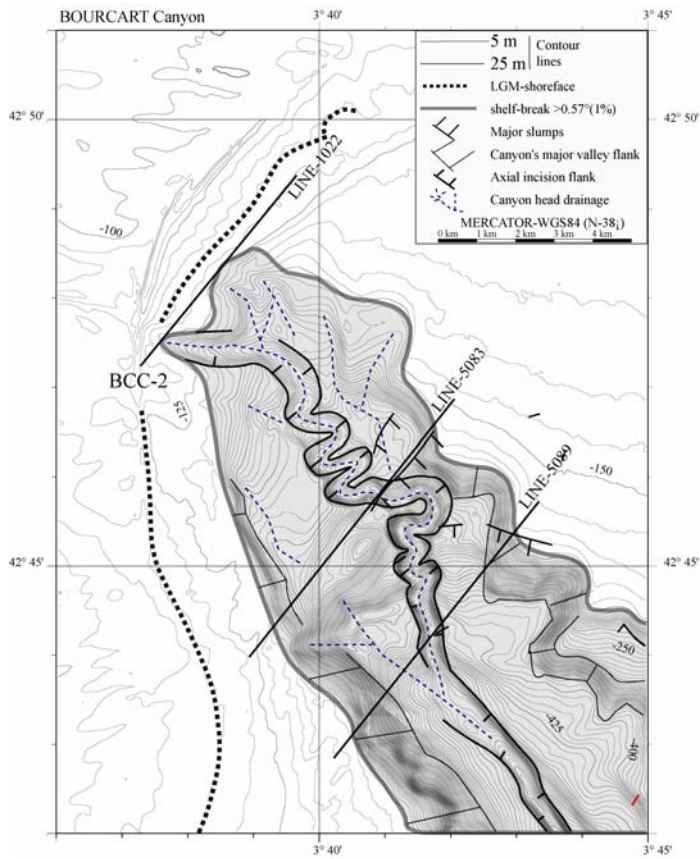


Figure V-36: Bathymétrie de la tête du canyon de l'Aude (aussi appelée Bourcart) avec la position des coupes présentées dans les figures suivante, paléo ligne de rivage du DMG et présence de l'incision axiale.

Dans l'expression sismique de cette zone du canyon on voit le remplissage qui se met en place entre deux bas niveaux successifs d'amplitude équivalente D60 et LGM. Le style du remplissage, du continent vers le large, est représenté dans les figures suivantes (Figure V-37, 38 et 39).

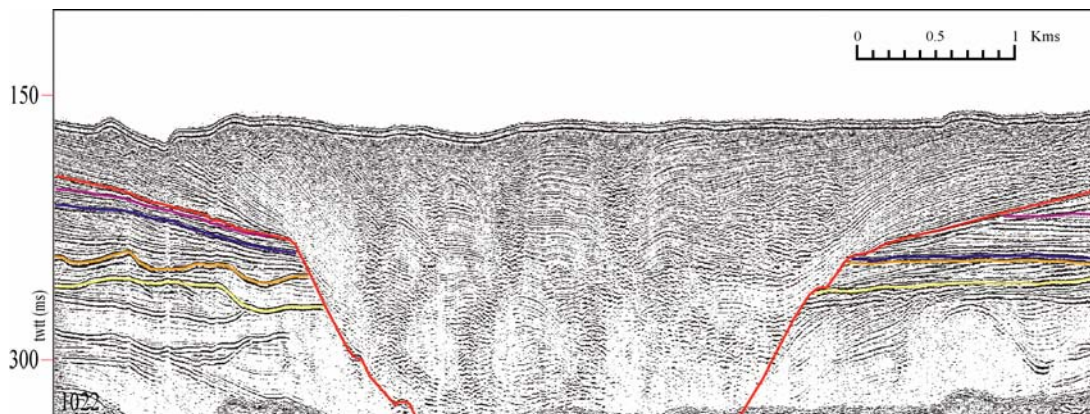


Figure V-37: Ligne sismique 1022 illustrant le style du remplissage chaotique de la partie supérieure de la tête du canyon que l'on peut assimiler au sable déposé en milieu infralittoral.



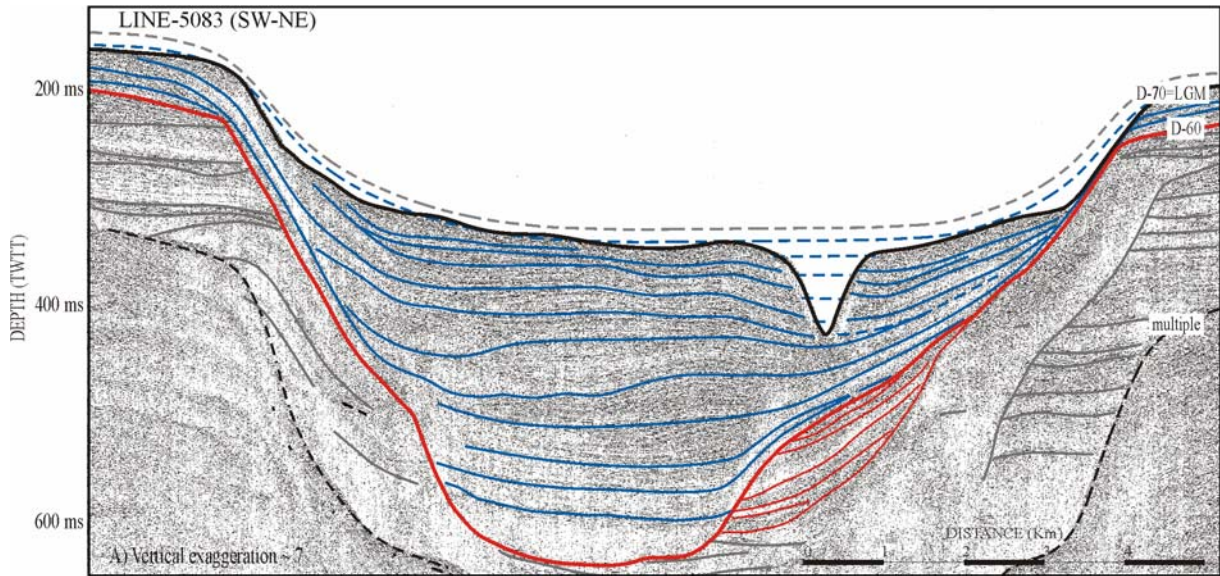


Figure V-38: Ligne sismique 5083 montrant le remplissage, de la partie intermédiaire de la tête du canyon, avec du faciès lité que l'on peut assimiler aux dépôts silt argileux.

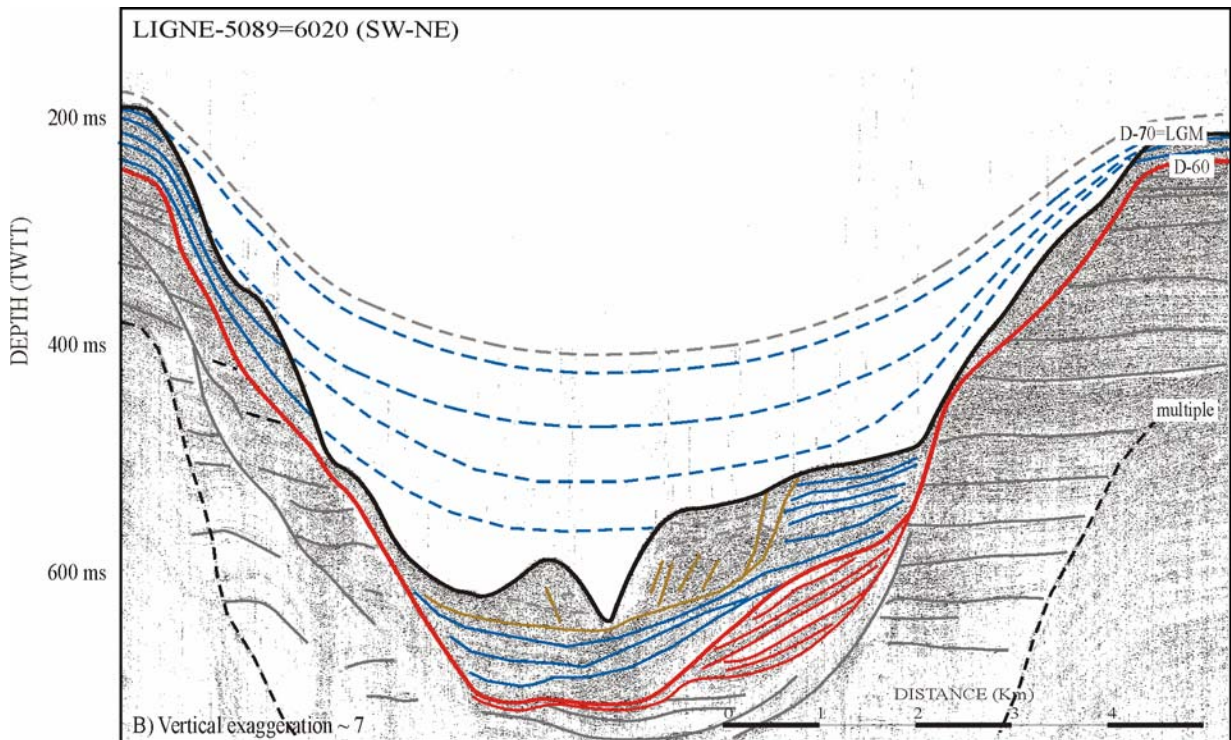


Figure V-39: Ligne sismique 5089 illustrant le style du remplissage de la partie distale de la tête du canyon (faciès lité que l'on peut assimiler aux dépôts silt argileux) et la forte érosion (pointillée bleu)

Deux faciès principaux constituent le remplissage : **(1)** un faciès chaotique que l'on peut assimiler au sable déposé en milieu peu profond sub-littoral (l'équivalent des prismes sableux PII) (figure V-37) et **(2)** un faciès lité que l'on peut assimiler aux dépôts silt argileux de milieu distal (figure V-38 et V-39). **(1)** Les faciès que l'on peut assimiler au sable déposé en milieu sub-littoral sont canalisés dans la partie supérieure du canyon Bourcart. Ces petits chenaux se mettent en place très tardivement (proche donc du bas niveau maximal) et ont une extension



vers le large très réduite (pas plus de 4 km), ils témoignent du transfert canalisé de sédiment grossier au niveau de la frange littorale. (2) Les faciès lité qui grâce au carottage sont assimilés à des dépôts silteux argileux de milieu distal commencent à remplir l'ensemble des canyons et constituent la presque totalité du remplissage.

Dans cette série des trois profils on voit : (i) comment l'érosion est limitée au toit dans le profil 1022, l'érosion est due à l'action des vagues avec un style semblable à celui observé dans les figures V-33 et V-34, (ii) dans les profils suivants (5083 et 5089) l'érosion est bien plus forte et converge vers l'incision axiale, loin de l'action de vagues c'est l'activité de cette incision qui contrôle l'érosion et permet le vidage du canyon (voir le point dans le chapitre VI sur l'incision axiale).

**c) La première branche de la tête du canyon de l'Hérault** présente un remplissage à faciès lité qui correspond à des dépôts silteux argileux (Figure V-40), ce remplissage est fort comparable à celui observé dans la partie intermédiaire de la tête du canyon de l'Aude.

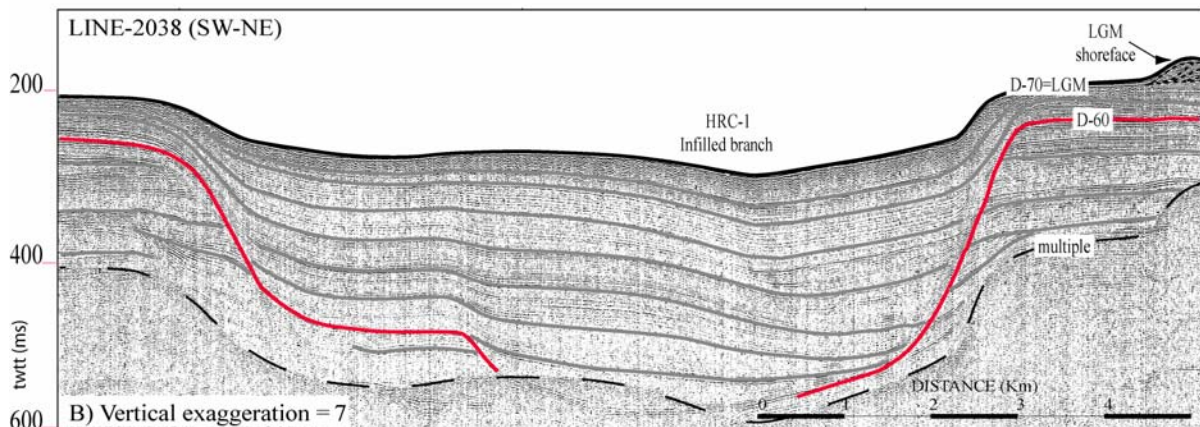


Figure V-40: Remplissage de la première branche du canyon de l'Hérault (faciès lité).

Les deux branches suivantes du canyon de l'Hérault présentent un remplissage similaire (faciès lité) affecté ensuite par une phase d'incision débutant au niveau de la ligne de rivage du DMG.

**d) La zone de l'interfluve Hérault-Sète** se trouve en face de la tête actuelle du canyon de Sète (Figure V-41).

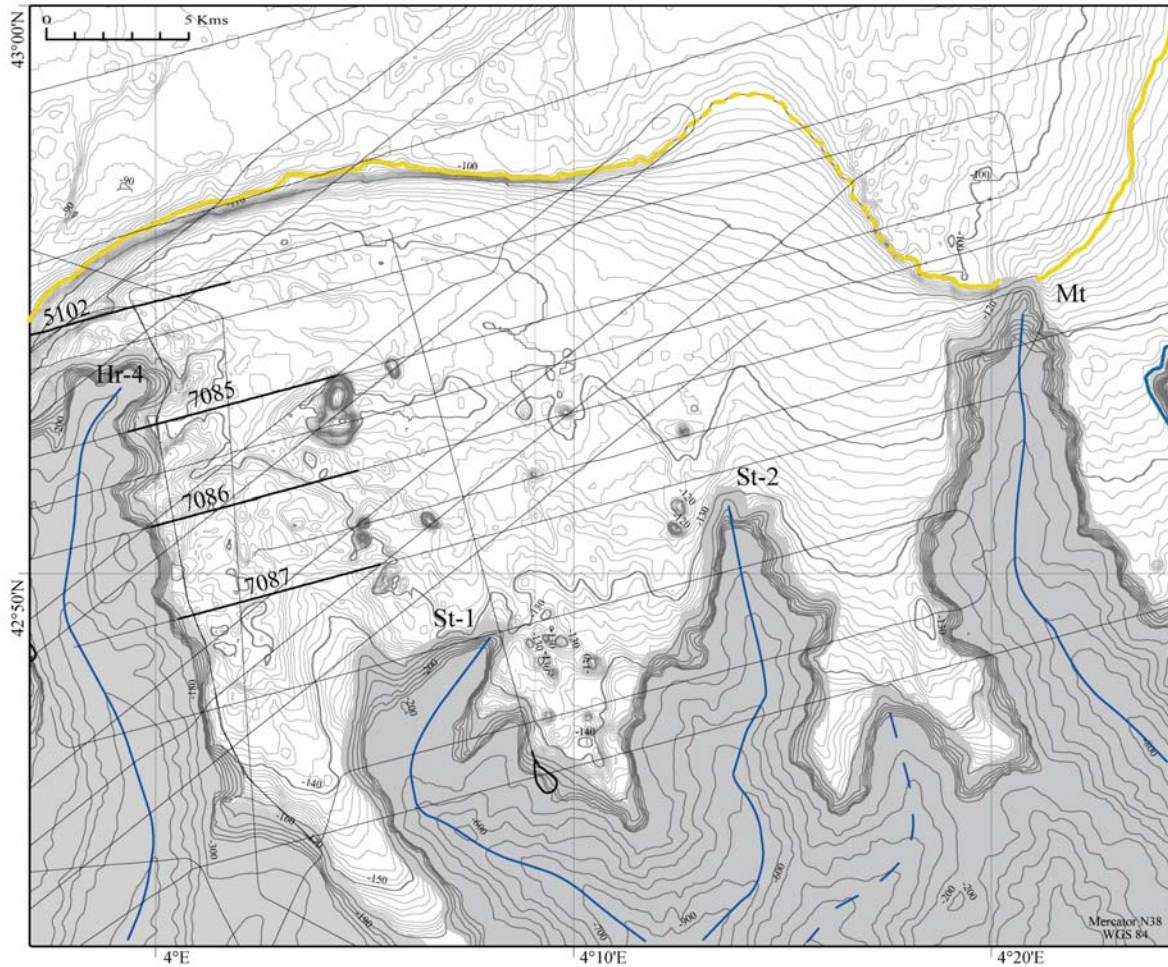


Figure V-41 : Bathymétrie détaillée de la zone Hérault-Sète et position des profils utilisés pour présenter la relation entre les discontinuités majeures et les gouttières érosives observées (en bleu, fond des incisions axiales ; en jaune position de la ligne de rivage du DMG).

Dans les figures suivantes (Figure V-42, Figure V-43, et) on présente une série de quatre profils successifs, situés à une profondeur actuelle de 110 à 160 mètres.

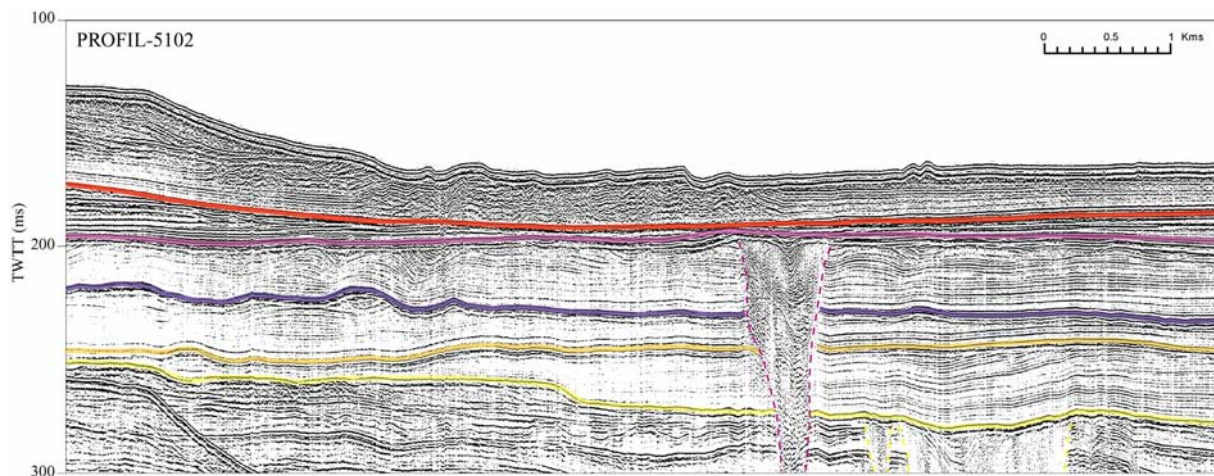


Figure V-42 : Profil 5102 avec les discontinuités qui limitent les cycles successifs. On observe comment seulement la D-55 (mauve) est affectée par l'érosion en relation aux têtes de canyons.



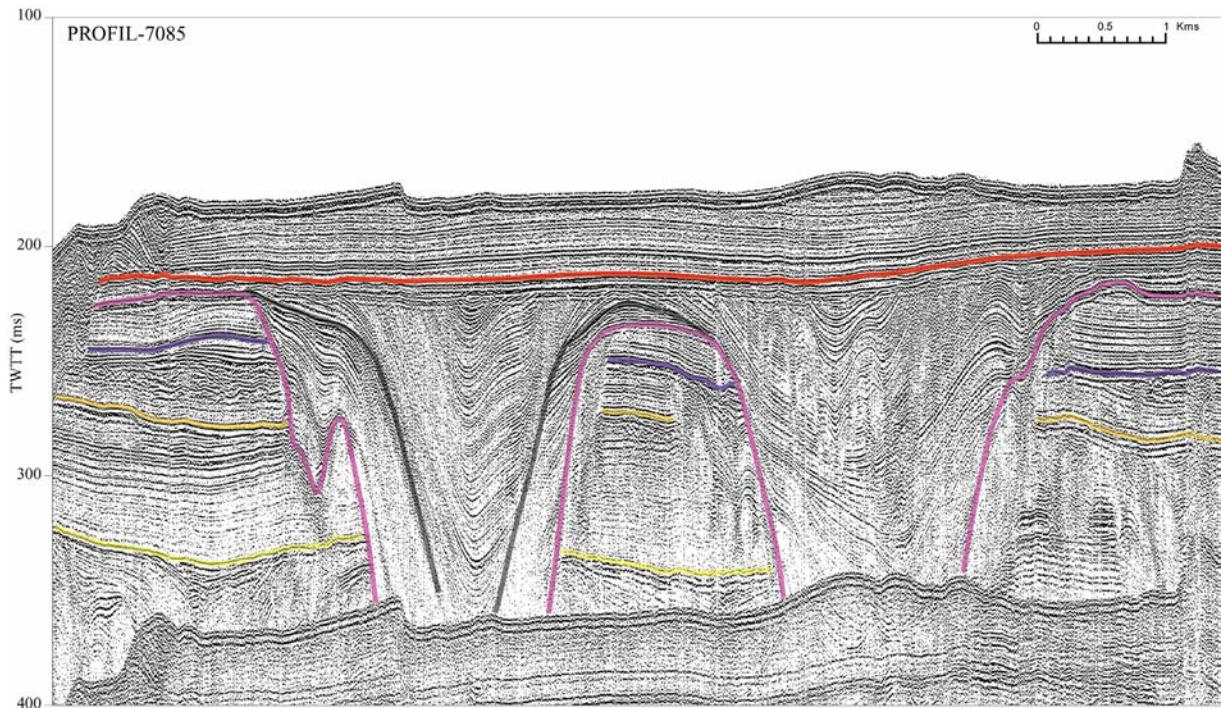


Figure V-43 : Profil 7085 avec les discontinuités qui limitent les cycles successifs. On observe comment au niveau de la D-55 (mauve) le canyon était actif et se remplit progressivement pour être complètement fossilisé au moment de la D-60 (rouge).

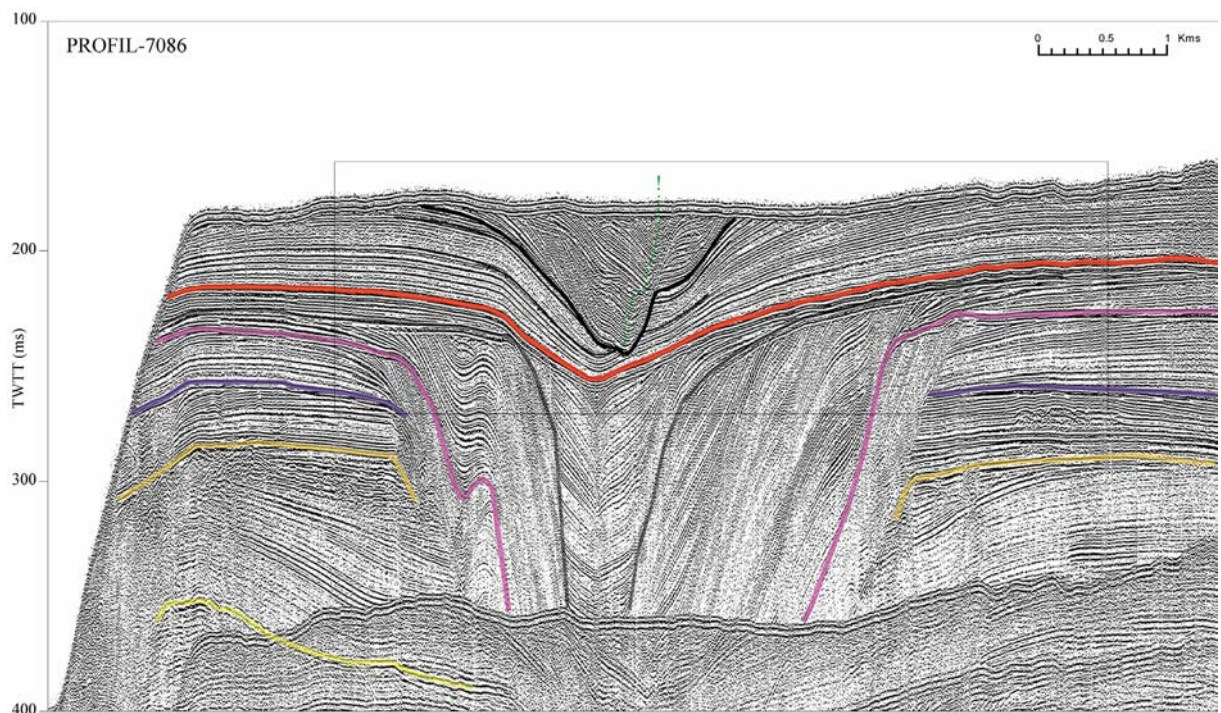


Figure V-44 : Profil 7086 avec les discontinuités qui limitent les cycles successifs. On observe comment au niveau de la D-55 (mauve) le canyon était actif, comment il se remplit progressivement et après de la D-60 (rouge) il est à nouveau repris par une incision axiale (en noir) et un remplissage canalisé (en vert) qui se connecte directement avec la tête actuelle du canyon de Sète, un zoom de ce remplissage est présenté dans la figure suivante sur un profil « chirp ».



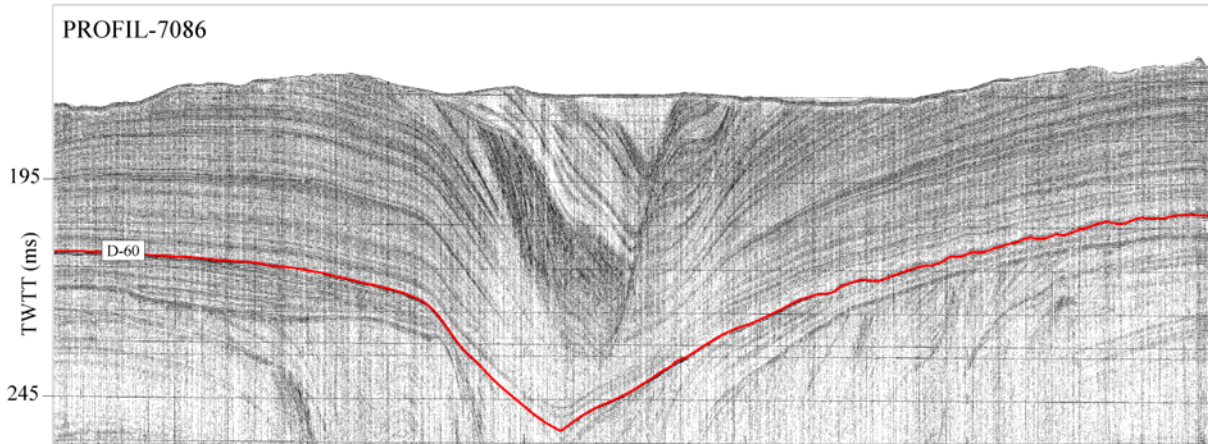


Figure V-45 : Détail CHIRP du profil 7086.

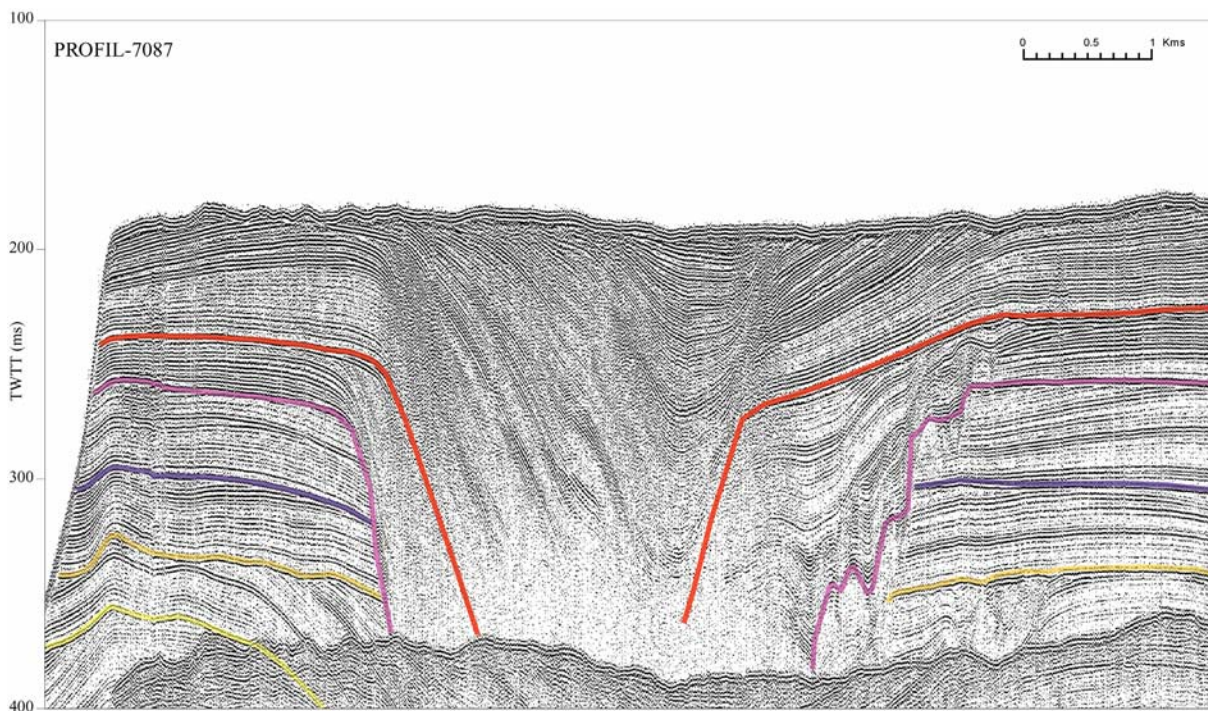


Figure V-46 : Profil 7087 avec les discontinuités qui limitent les cycles successifs et on observe, comment, dans les profils précédents, les phases d'érosion-remplissage successives.

Cette série de profils montre comment les formes d'érosion (têtes de canyons enfouies) et les formes de remplissage évoluent vers le large, pour chaque épisode et comment la relation érosion-remplissage dépend du point du système regardé. L'évolution en profondeur des discontinuités D-55 et D-60 (dans la série de profils successifs) nous montre que (i) il s'agit de systèmes dans lesquels l'érosion peut se produire pendant les périodes de plus grand apport sédimentaire et (ii) que la différence d'efficacité de l'érosion versus le remplissage permet d'enregistrer, à la fin de chaque cycle, une vallée érosive ou une vallée colmatée (avec toutes les possibilités intermédiaires possibles).



Pour regarder l'évolution de ces systèmes, cycle après cycle, on fait la cartographie par couple érosif ; une surface d'érosion majeure et celle immédiatement antérieure. Cette représentation nous permet de discerner la partie de la vallée érodée qui reste "active" et celle qui est colmatée pour l'épisode de remplissage.

L'ensemble sédimentaire compris entre la **D-70** (surface de la mer à cet endroit) et la discontinuité antérieure (**D-60**) montre que : (i) un remplissage progradant marquant un transfert général des unités vers le large, (ii) que les étapes du remplissage des gouttières sont caractérisées par un faciès lité à faible pendage que, gardant leur caractère lité, elles voient augmenter graduellement leur pendage en remontant la série sédimentaire, (iii) que ce remplissage commence par combler les parties proximales des gouttières de la D-60 et, à un moment de la progradation du système, le remplissage est accompagné par des "chenaux" qui évoluent à une incision axiale (voir figure V-45 et V-46) et convergent vers les têtes des canyons "actuelles" (clairement érosives). A ce moment de la progradation la connexion avec le système de pente est faite, en introduisant la composante érosive (l'incision axiale) qui permet le vidage du canyon en empêchant son colmatage. Le remplissage perd son efficacité sur l'érosion au moment de la "connexion" avec le système fluvial.

On peut regarder la cartographie des canyons enfouis correspondant à la D-60 présentée sur la Figure V-47. Le cours des gouttières érosives correspondant à la D-60 est rempli dans sa partie la plus proche à la côte, malgré ce remplissage le système garde un bilan érosif dans sa partie distale.

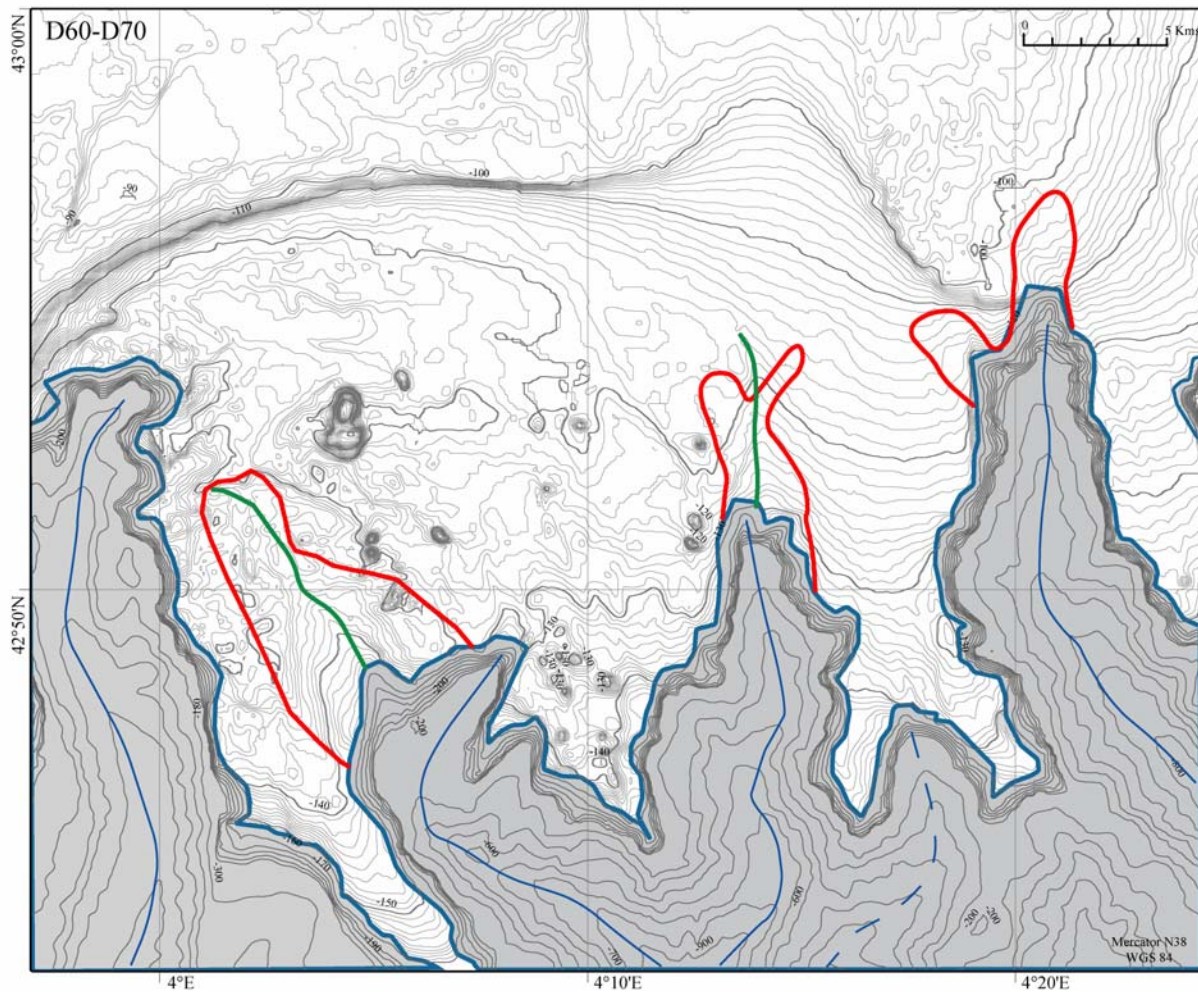


Figure V-47: Cartographie des canyons enfouis de la D-60 (rouge) et axe du remplissage postérieur (vert) qui est connectée aux têtes du canyon actuel (en bleu axe de l'incision axiale actuelle).

La distribution des sédiments dans ce laps de temps est représentée sur les cartes par des isopaques et des isohypses (temps-mstd) (Figure V-48) où l'on voit bien l'épaisseur importante des sédiments comblant la tête des canyons St1 et St2. Entre D60 et D70, la tête des canyons St1, St2, Mt prograde de 5 à 10 km.

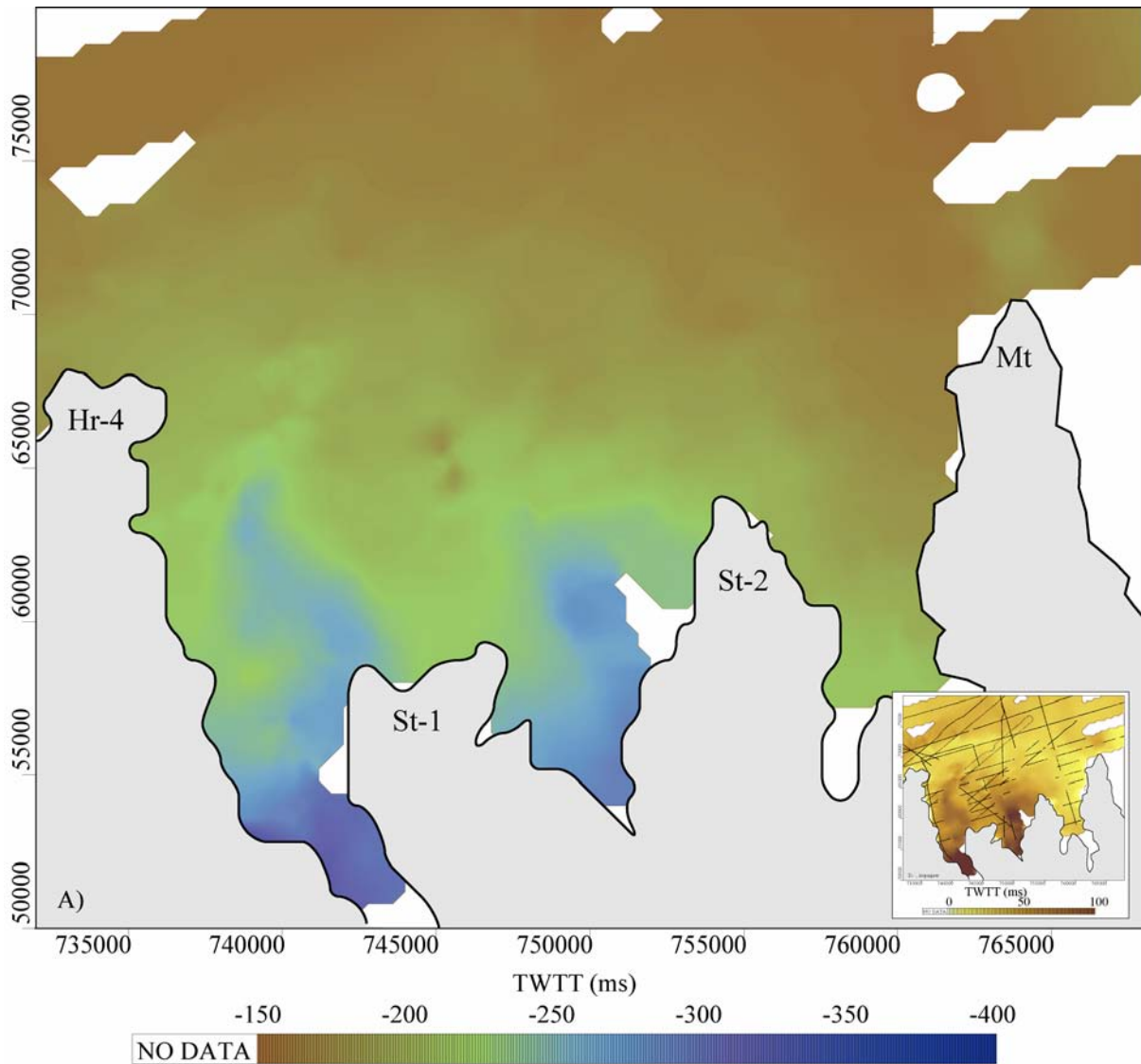


Figure V-48: Carte d'isohypses (temps-mstd) de la D-60 et carte d'isopaques (épaisseur en mstd) des sédiments compris entre la D-70 (en petit). On observe la tête enfouie du canyon de Sète.

Entre la D-60 et la D-55, les traits qui attirent notre attention sont: (i) les gouttières correspondant à la D-55, (ii) le remplissage postérieur à la D-55 et antérieur à la D-60 et (iii) le bilan de cette érosion-remplissage associé aux gouttières de la D-60. Cet ensemble est bien illustré par la carte de la Figure V-46.



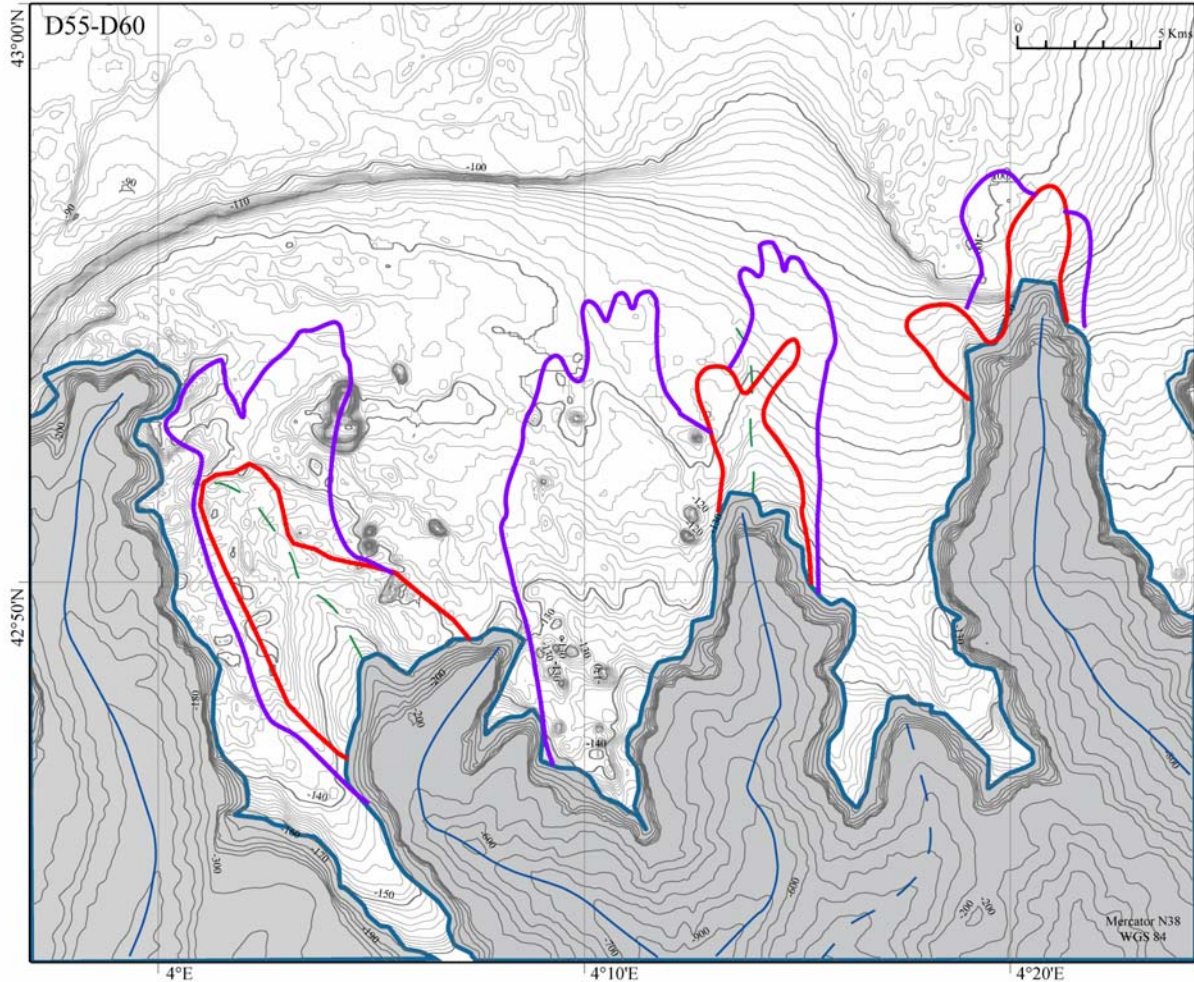


Figure V-49: Cartographie des canyons enfouis de la D-55 (mauve), de la D-60 (rouge) et axe du remplissage postérieur (vert) axe de l'Incision axiale partiellement comblé (en bleu). L'ensemble met en évidence la progradation du système.

On observe comment la D-55 trace la morphologie des têtes des canyons remplies du haut vers le bas par les sédiments progradants provenant du continent. La perte d'efficacité du remplissage est mise en évidence par la réapparition des gouttières érosives de la D-60. Cette étape montre encore plus clairement que la précédente (i) la progradation de l'ensemble du système vers le large et (ii) le remplissage des gouttières, conséquence de la progradation générale de la marge. On note aussi que dans le cas de St2, un variation latérale du cours du canyon a eu lieu, et que ce canyon évolue d'un système à trois branches à un système à deux branches suite au comblement.

La distribution des sédiments dans ce laps de temps est représentée sur les cartes des isopaques des sédiments compris entre la D-60 et la D-55 et des isohypses (temps-mstd) de la D-55 (Figure V-50).



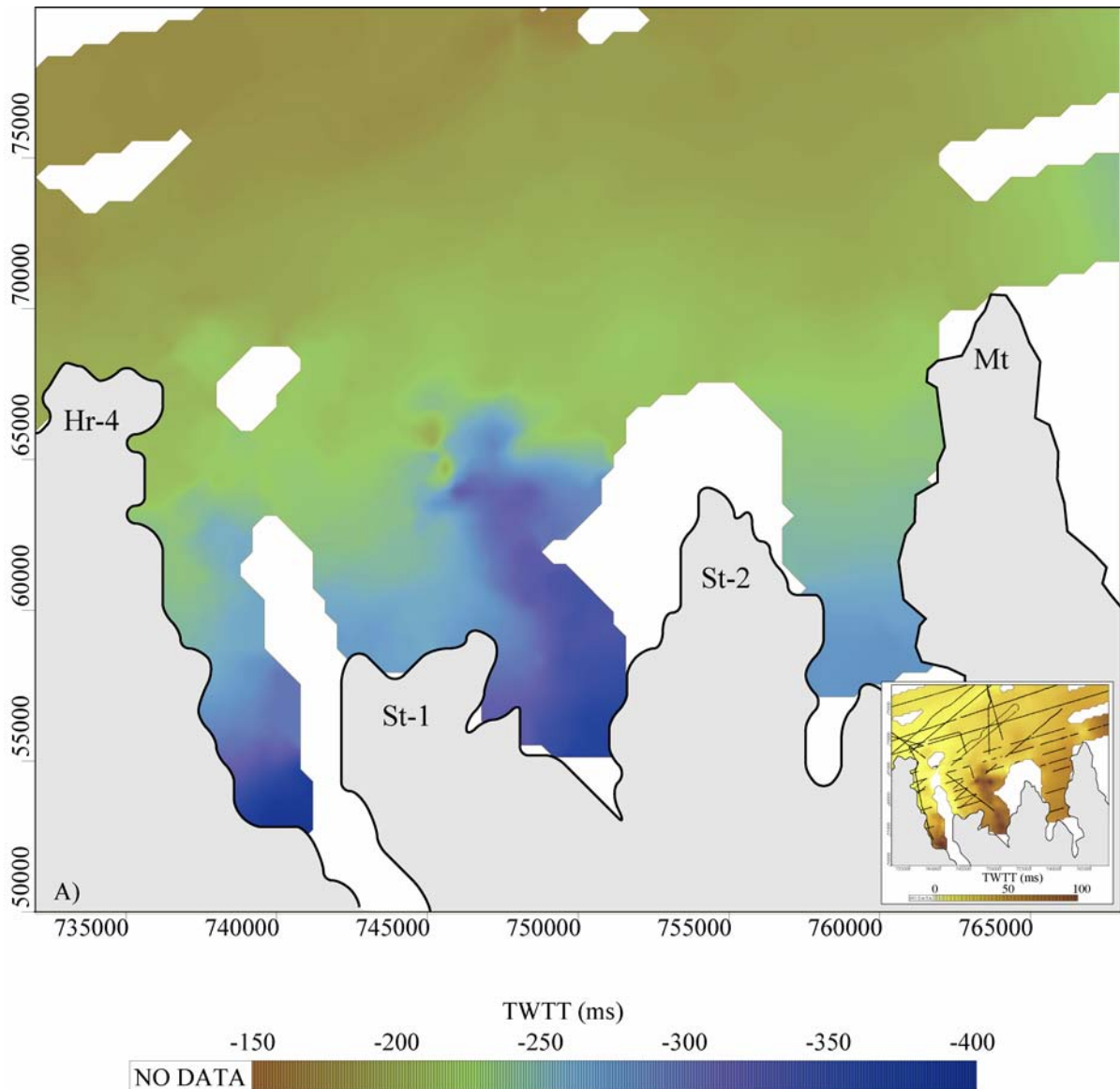


Figure V-50: Carte d'isohypses (temps-mstd) de la surface D-55 et carte d'isopaques (épaisseur en mstd) des sédiments compris entre la D55 et la D-60 (en petit).

Les épisodes antérieurs (ceux qui finissent avec les discontinuités **D-50**, **D-40** et **D-30**) sont plus difficilement cartographiables et apportent des informations restreintes car leurs cours ont été érodés en partie par les épisodes postérieurs (D-50 et D-40) ou (très souvent dans le cas de la D-30) la vallée fossile est masquée par le multiple. Malgré les incertitudes, et pour donner une idée de l'évolution des canyons, de la quantité et de la direction des apports sédimentaires, on présente la cartographie de ces épisodes et la distribution des sédiments dans ce laps de temps compris entre la D-50 et la D-55 à l'aide des cartes d'isopaques et d'isohypses (temps-mstd) de la D-50 (Figure V-51).

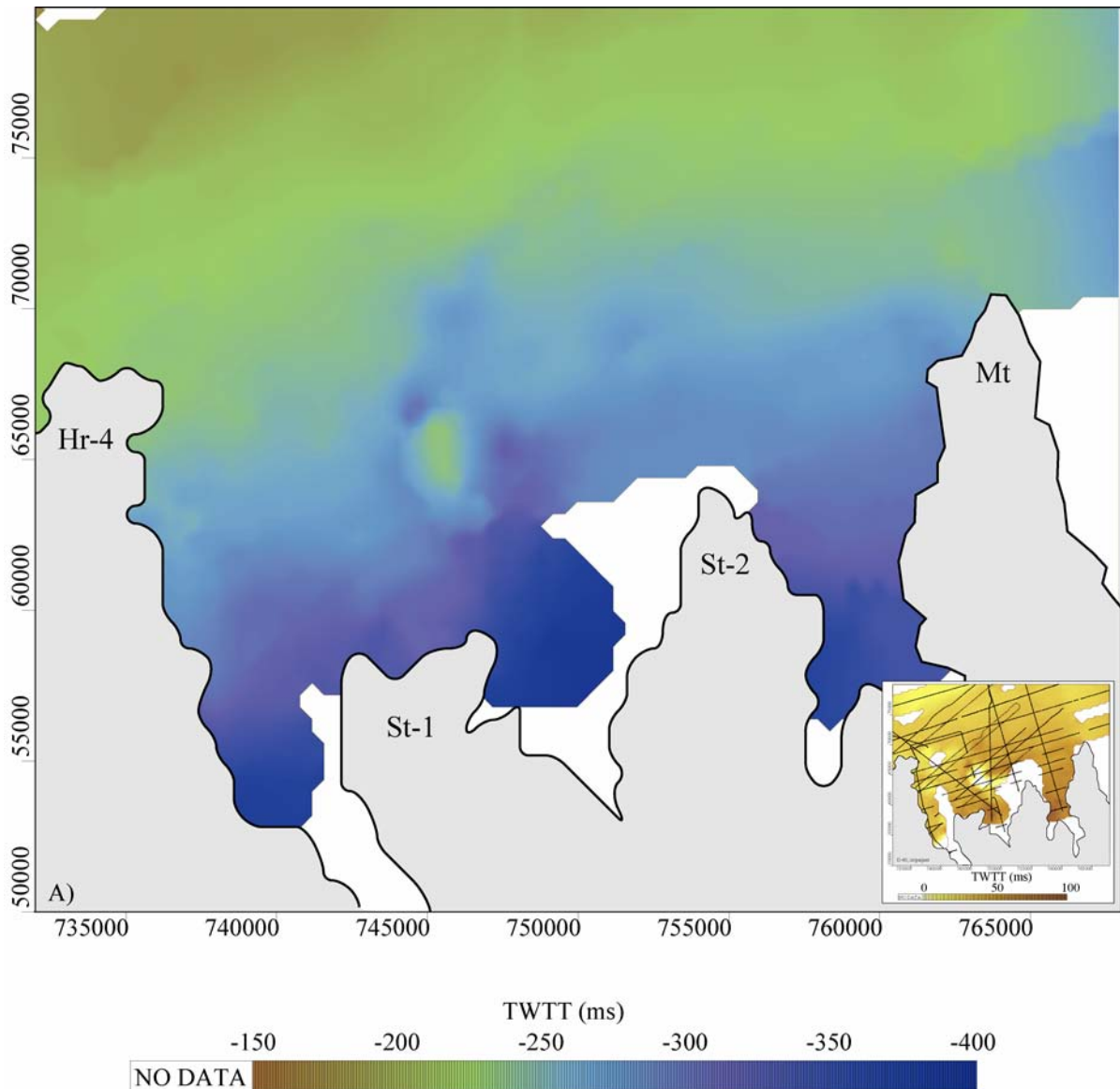


Figure V-51: Carte d'isohypses (temps-mstd) de la surface D-50 et carte d'isopaques (épaisseur en mstd) des sédiments compris entre la D50 et la D-55 (en petit).

Dans les points **a)**, **b)**, **c)** et **d)** précédents il est intéressant de noter: que tous les canyons remplissent leurs têtes au cours du temps, que tous les canyons progradent avec l'ensemble du système et que les phénomènes d'érosion rétrogressive ne compensent que ponctuellement cette tendance.

### V.1.9.3. Période de mise en place et cadre stratigraphique

Les données des carottages disponibles nous apportent une information fondamentale pour contraindre notre discussion. L'ensemble des " données de terrain " et leur relation avec les lignes sismiques (qui permettent de les intégrer dans cette étude) sont présentés dans la figure V-52.

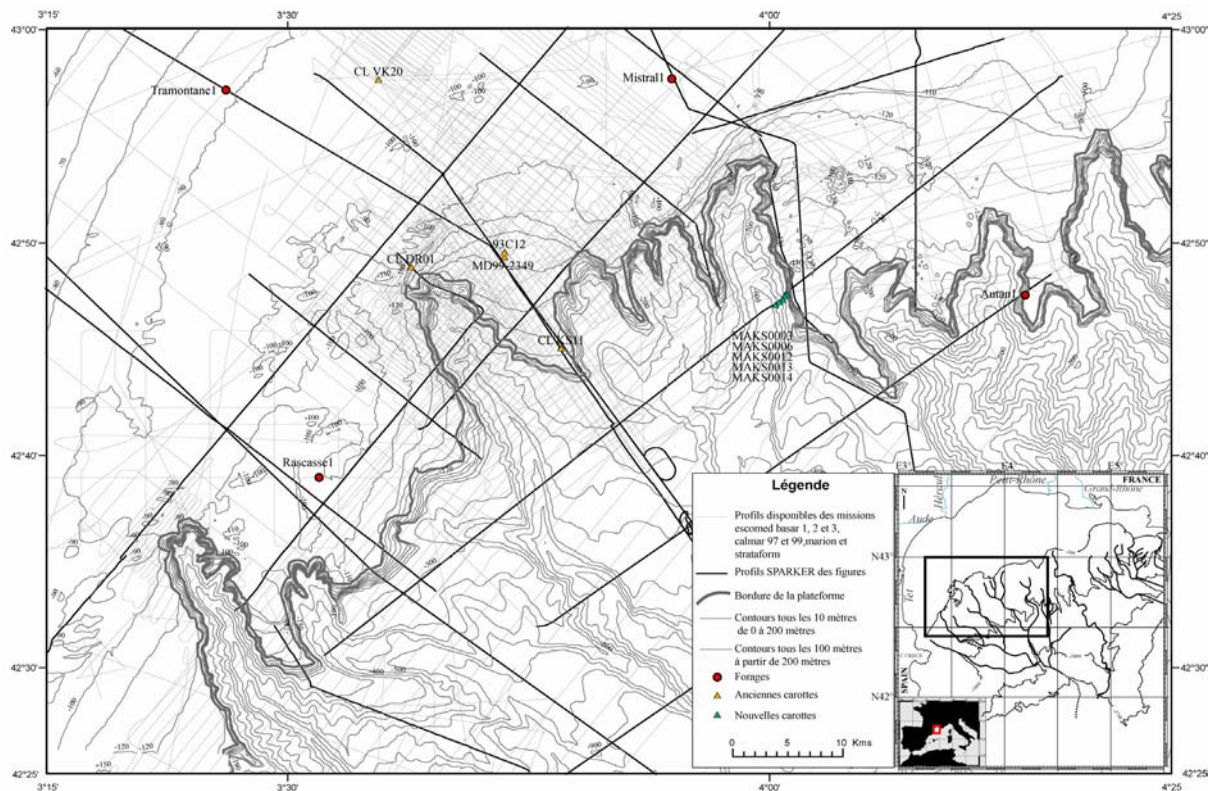


Figure V-52 : Carte montrant l'intégration des données de terrain (anciennes carottes, forages et nouvelles carottes) dans la grille de lignes sismiques existantes (en noir les profils présentés dans les figures précédentes).

#### (1) La dernière séquences (S5) (D60-D70)

Jusqu'à présent, les études sur les carottes avaient permis d'établir un cadre chronostratigraphique uniquement pour la dernière séquence (avec datation C14 et études pluridisciplinaires détaillées (pollens, Foraminifères, paléomagnétisme,...)) (voir synthèse de Rabineau, 2001, 2004, Beaudouin, 2003, Jouet, 2003).

Les datations clefs sur les carottes sélectionnées sont présentées au tableau V-I, ou les ages calibrés nous permettent de caler notre dernière séquence dans le dernier cycle glaciaire (celle comprise entre la D-60 et la D-70).

core	Sample depth (cm)	Core length (m)	Dated material	Conventional C14 age (BP)	reservoir age	calibrated age (y BP)	Auteur
93C12	440-450	4.55	lamellibranchiata or Petonculus ?	20 040+/-400	400	23 165	Acherki, 1997
CLKS11	216-219	7.04	serpulids	16 985 ± 110	400	19 649	Courtois, 1998
CLVK20	68-74	2.35	lamellibranchiata	10 875 ± 120	400	12 328	Rabineau, 2001
MD99-2349	1600	18.6	Buccinum humphreysianum	52 400 ± 2900	400	57908	
CLDR9701 (beach rock)				13 620 +/- 130	400	15 773	Bernier, 2000

Tableau V-I: Informations issues des anciennes carottes.

## (2) Les séquences et discontinuités plus anciennes

Dans cette étude nous disposons de cinq nouvelles carottes qui nous apportent des informations supplémentaires pour le calage des séquences sismiques plus profondes. Il s'agit des carottes MAKS-003, MAKS-006, MAKS-012, MAKS-013 et MAKS-014 prélevées sur le flanc Est du canyon de l'Hérault (Figure V-54 et Figure V-53). Ces carottes apportent principalement des informations sur : la nature des dépôts, leur lithologie, leurs propriétés mécaniques et l'âge.

Etant donnée la taille réduite des carottes (inférieure à deux mètres) nous nous trouvons en fait dans le signal sismique. Les carottes ont été placées sur ce profil sismique d'après la psonde bathymétrique du bateau lors du prélèvement. La position est associée à une incertitude sur le profil puisque le profil n'est pas exactement au même endroit que les carottages (comparer d'ailleurs le profil bathymétrique acquis lors du carottage en médaillon et le profil sismique qui montre des différences non négligeable). D'après la bathymétrie reportée sur le profil, on note que

-MAKS003 est située entre D50 et D60

-MAKS006 est située « sur » D40

-MAKS12 est située sous D30

-MAKS13 et MAKS14 sont situées aussi sous D30 (mais au dessus de D1, voir sa définition dans la partie suivante)

En prenant en compte les incertitudes sur la position sur le profil : on considère que MAKS003 est située « au niveau » de D50, MAKS 006 « au niveau » de D40, MAKS12 « au niveau » de D30, MAKS13 et 14 « sous » D30.



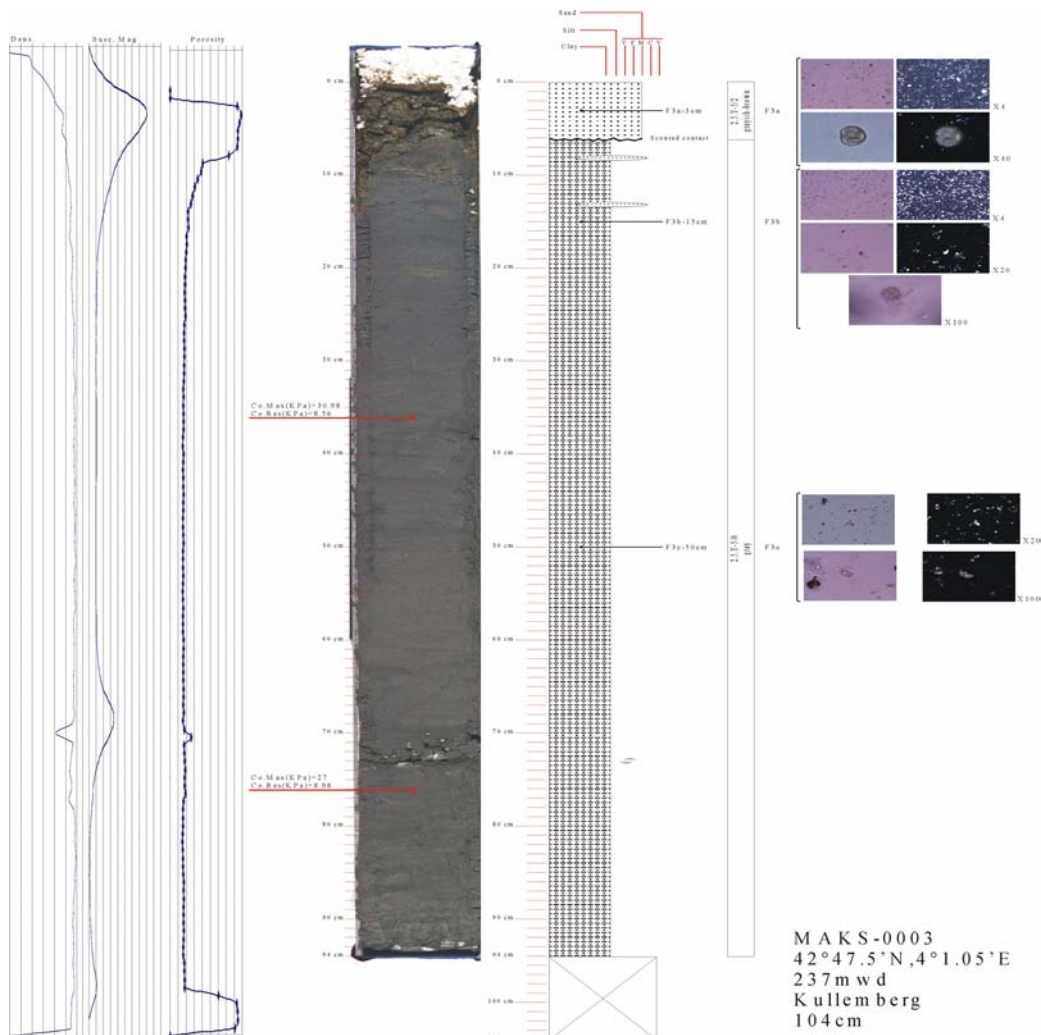


Figure V-53 : Propriétés physiques, photo, log lithologique, et prélèvements effectués sur la carotte MAKS-003.

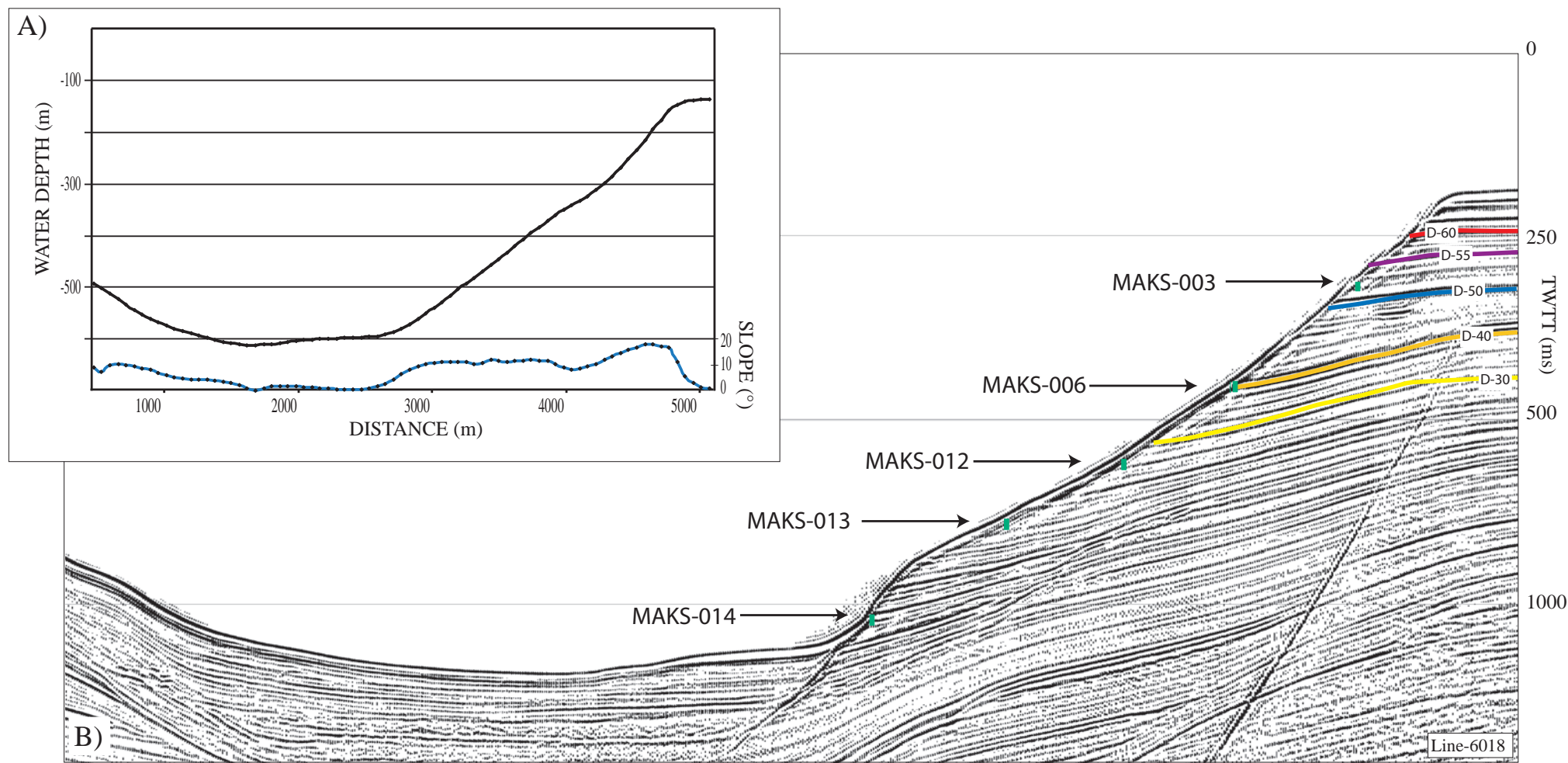
L'ensemble de ces carottes présente deux faciès superposés assez typique (et déjà observés dans les études préalables) :

- En surface, le sédiment présente toujours une couleur gris-marron à marron (code Munsell 5/2 à 6/2), il est composé de vases silteuses (avec souvent des passées de silts et/ou de sables) pour les carottes les plus profondes et de sables moyens envasés pour les moins profondes.

- En profondeur, le sédiment est compact et cohésif et présente toujours une couleur grise (code Munsell 5/0), il est composé de vases silteuses.

Le contact entre les deux est plus ou moins net, parfois érosif, parfois plus graduel.

A partir des nanofossiles présents dans les échantillons étudiés, J.A. Flores (Université de Salamanque) a pu donner un ordre d'âge indicatif pour établir notre cadre chrono stratigraphique.



**D)**

Carotte, échantillon	Âge (MIS)	Discontinuité
KS0003, 50cm	8<, 13>	D-60 D-55 D-50
KS0006, 130cm	?	D-40 D-30
KS0012, 90cm	12<	
KS0013, 30cm KS0013, 90cm	5> ?	
KS0014, 60cm KS0014, 150cm	5> 12<	

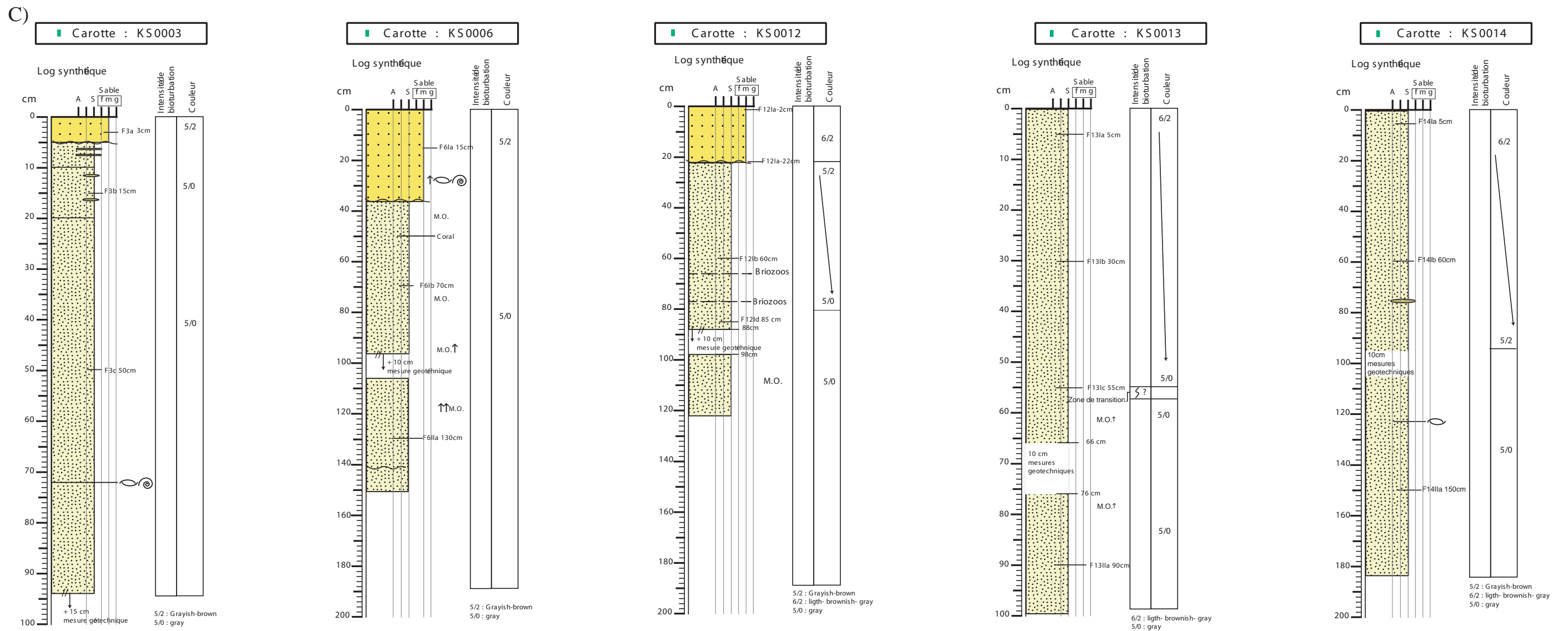


Figure V-54: Profil bathymétrique (A) du flanc de l'Herault et profil sismique (B) avec position des carottes. C) Logs synthétiques des carottes et D) Datations

Pour la carotte MASK 0003, le sédiment à 50 cm est plus vieux que MIS 8 et plus jeune que MIS 13 (Flores et al., 1999; Thierstein et al., 1977; Wei, 1993).

Pour la carotte MASK 0006, le sédiment à 130 cm est plus vieux que MIS 5 et plus jeune que MIS 7, pas très claire du au mélange trouve (Flores et al., 1997; Flores et al., 1999).

Pour la carotte MASK 0012, le sédiment à 90 cm présente beaucoup de remaniements; on conclut que son âge est plus ancien que MIS 12 et plus jeune que MIS 45, si les espèces utilisées comme marqueur sont à leur place, les bornes d'âge seront de MIS 37 à 45 (Flores et al., 1999; Raffi et al., 1993; Raffi and Flores, 1995 ; Thierstein et al., 1977; Wei, 1993).

Pour la carotte MASK 0013, le sédiment à 30 cm est plus jeune que MIS 5 (Flores et al. 1997, 1999). L'échantillon a 90cm ne présente pas de nanofossiles.

Pour la carotte MASK 0014, le sédiment à 60 cm est plus jeune que MIS 5 (Flores et al. 1999), et celui à 150 cm clairement plus ancien que MIS 7 et probablement plus vieux que MIS 12 (Flores et al., 1999, Thierstein et al., 1977; Wei, 1993).

La question délicate pour l'ensemble des carottes (dont la longueur est de moins de 2 mètres) est de savoir si la carotte a bien atteint les sédiments en place du flanc de canyon. L'existence d'un flanc raide en particulier favorise l'érosion et le dépôt par gravité des sédiments plus récents en surface. C'est ce que l'on voit d'ailleurs dans les carottes : le faciès superficiel beige-marron correspond à un dépôt récent du dernier cycle (peu épais mais existant). L'existence d'un changement de faciès en profondeur et d'une vase compacte (donc à priori plus ancienne) grise suggère que l'on a bien atteint les strates en place.

La carotte MASK006 pose un problème puisqu'elle impliquerait une inversion d'âge, cependant Flores décrit l'association comme peu claire et mélangée. On note aussi une surface d'érosion sur le log lithologique vers 140 cm. Il semble donc que jusqu'à 140 cm, l'on se trouve dans des dépôts remaniés érodés (du dernier cycle et du cycle antérieur (MIS7-MIS5)) et transportés *per descensum* le long du flanc de canyon au dessus des strates en place qui seraient plus anciennes.

D'après les corrélations des carottes et des discontinuités et les analyses lithologiques et de nanofossiles on peut dire que :

- (1) Il existe en surface dans chacune des carottes des sédiments jeunes du dernier cycle glaciaire qui présente une couleur différente (marron). Ces dépôts sont plutôt sableux dans la partie supérieure du canyon et plutôt argileux dans la partie inférieure.

- (2) - D50 compris entre MIS8 et MIS13
- D30 compris entre MIS12 et MIS 45

L'ensemble de données confirme donc que les séquences principales sont liées aux cycles de 100Ka comme propose la thèse de Rabineau (2001). Et permettent de donner un cadre chrono-stratigraphique à nos observations (figure V-55).

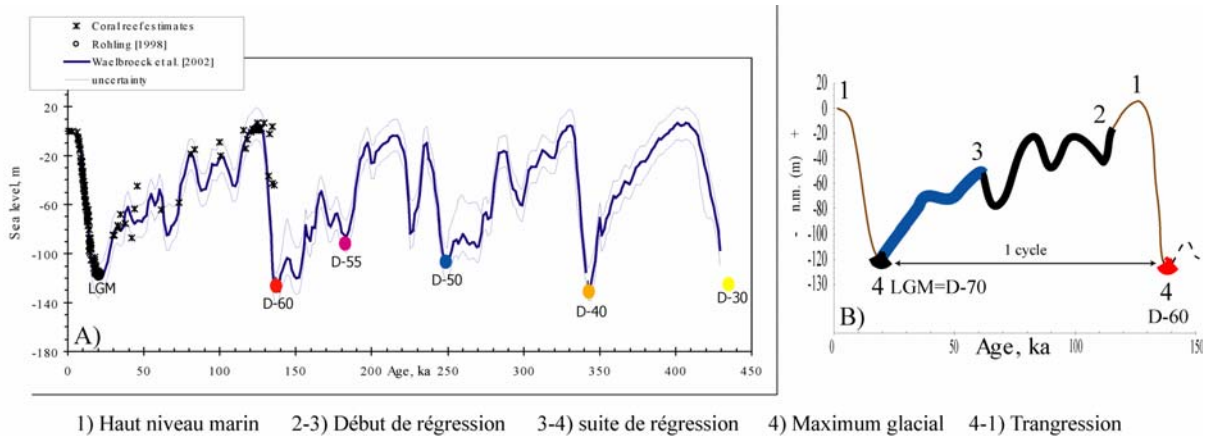


Figure V-55 : A) Courbes de niveaux marin pour les derniers 450000 ans, la compilation a été faite par Rabineau pour ses travaux de 2004. Sur la courbe sont placés les discontinuités majeurs cartographiées pour cette période de temps dans notre étude, B) dernier cycle détaillé avec les étapes principales.

Comment évoluent nos observations vers la pente? Comment dans les sédiments plus anciens??



### V.1.10. La sismique multitrace : Corrélation plate-forme/pente continentale, pour l'ensemble du Plio-Quaternaire

Pour essayer de comprendre la sédimentation du Plio-Quaternaire sur l'ensemble de la marge on doit intégrer les observations réalisées sur la sismique multitrace (Figure V-56).

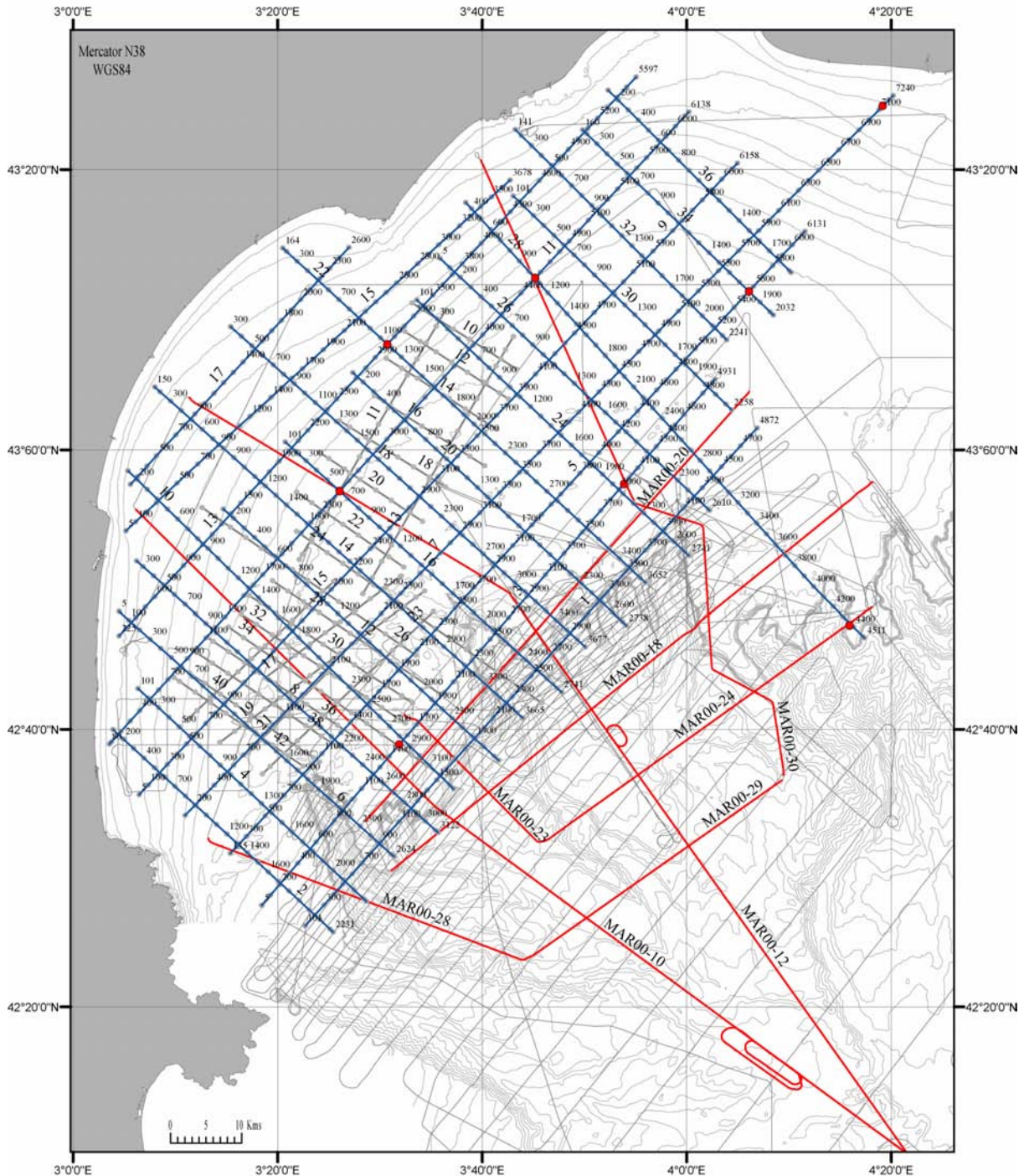


Figure V-56: Situation des profils multitrace LRM (en bleu) et MARION (en rouge) ayant servi pour expliquer la sédimentation à l'échelle du Plio-Quaternaire et le rôle des canyons sous-marins dans cet ensemble sédimentaire.

Comment la sédimentation se met elle en place dans le golfe du Lion à l'échelle du Plio-Quaternaire? Quel est le rôle des canyons sous marins dans cet ensemble sédimentaire? Ont-ils toujours existés ? Quand apparaissent-ils ?

**(i) Géométries, discontinuités plate-forme/pente/bassin**

- **La surface qui marque la fin de la crise de salinité messinienne.** Repère morphologique et stratigraphique bien net (Auzende et al., 1971 Ryan et al., 1973 ; Hsü et al., 1973; Gorini et al., 1993; Clauzon et al., 1996; Guennoc et al., 2000 et Lofi, 2002), il est assez largement accepté qu'il s'agit d'une surface d'érosion majeure, conséquence d'un abaissement du niveau marin très important (d'environ 1500 mètres) (Figure V-57).

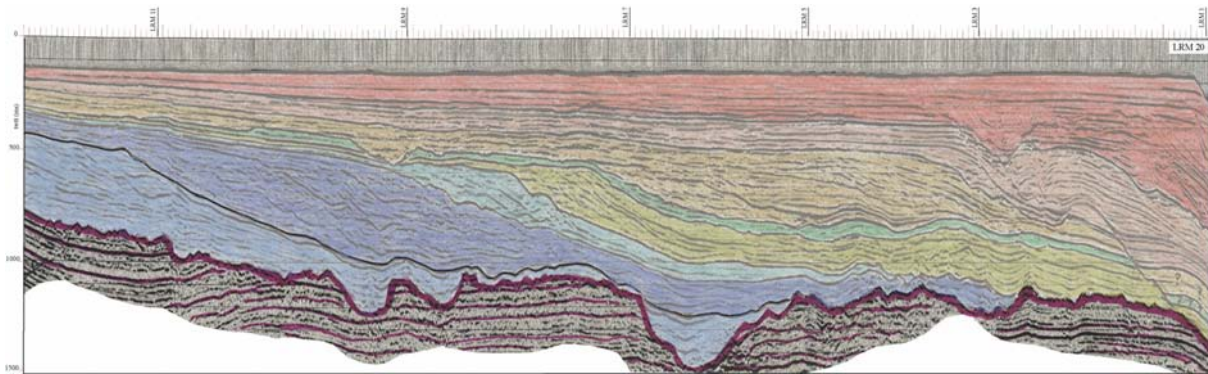


Figure V-57: Surface d'érosion du Messinien sur le profil LRM-20, et empilement postérieur du Plio-Quaternaire.

- **Les discontinuités majeures identifiées sur la plateforme** dans la sismique haute résolution (D-60, D-55, D-50, D-40 et D-30) ont été reportées sur les profils multitraces. Les profils régionaux MARION (6010, 6012, 6028 et 6030), réalisés dans les interfluves nous permettent de prolonger nos corrélations stratigraphiques -identifiées sur la plate-forme- vers le bas de pente, jusqu'à 1500 mètres de profondeur, où le profil 6029 (le plus profond disponible) découpe l'ensemble de la pente continentale actuelle et enregistre bien plusieurs étapes majeures de la construction de la marge au Plio-Quaternaire (Figure V-58).



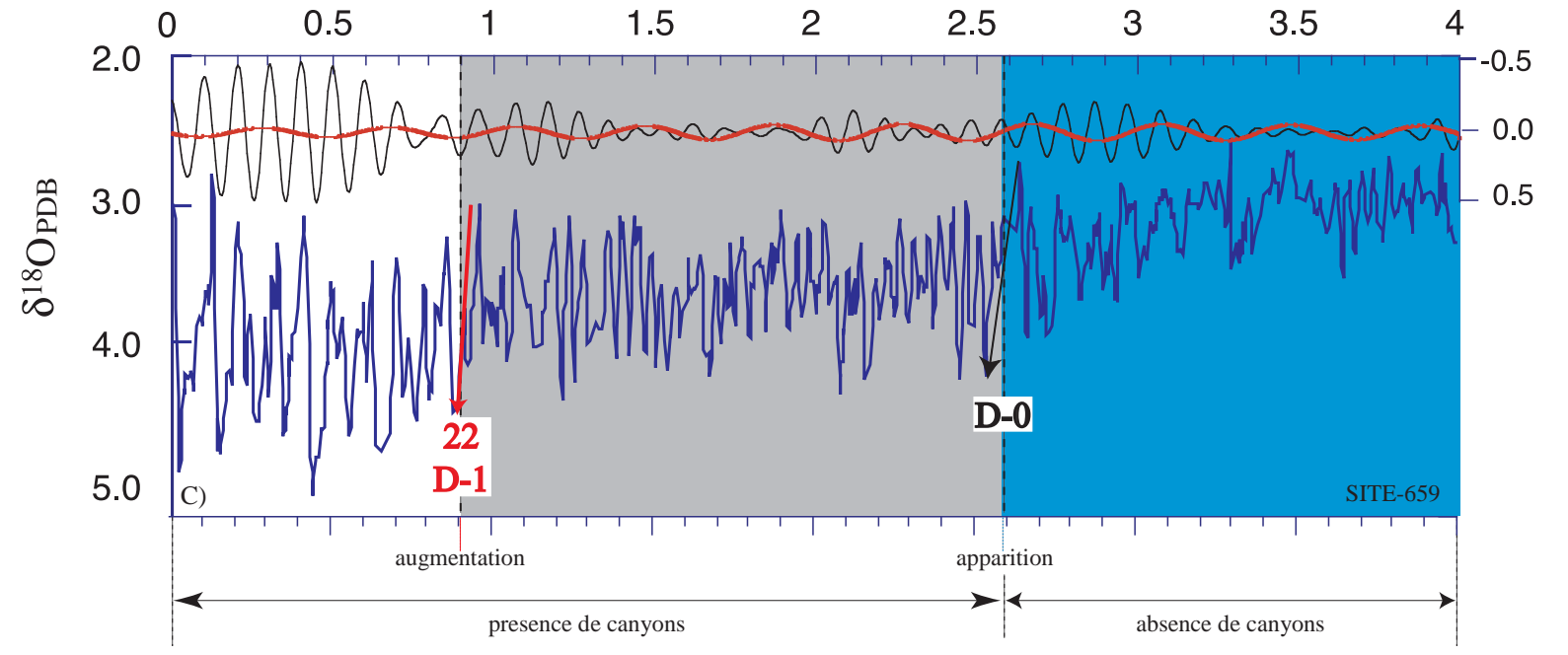
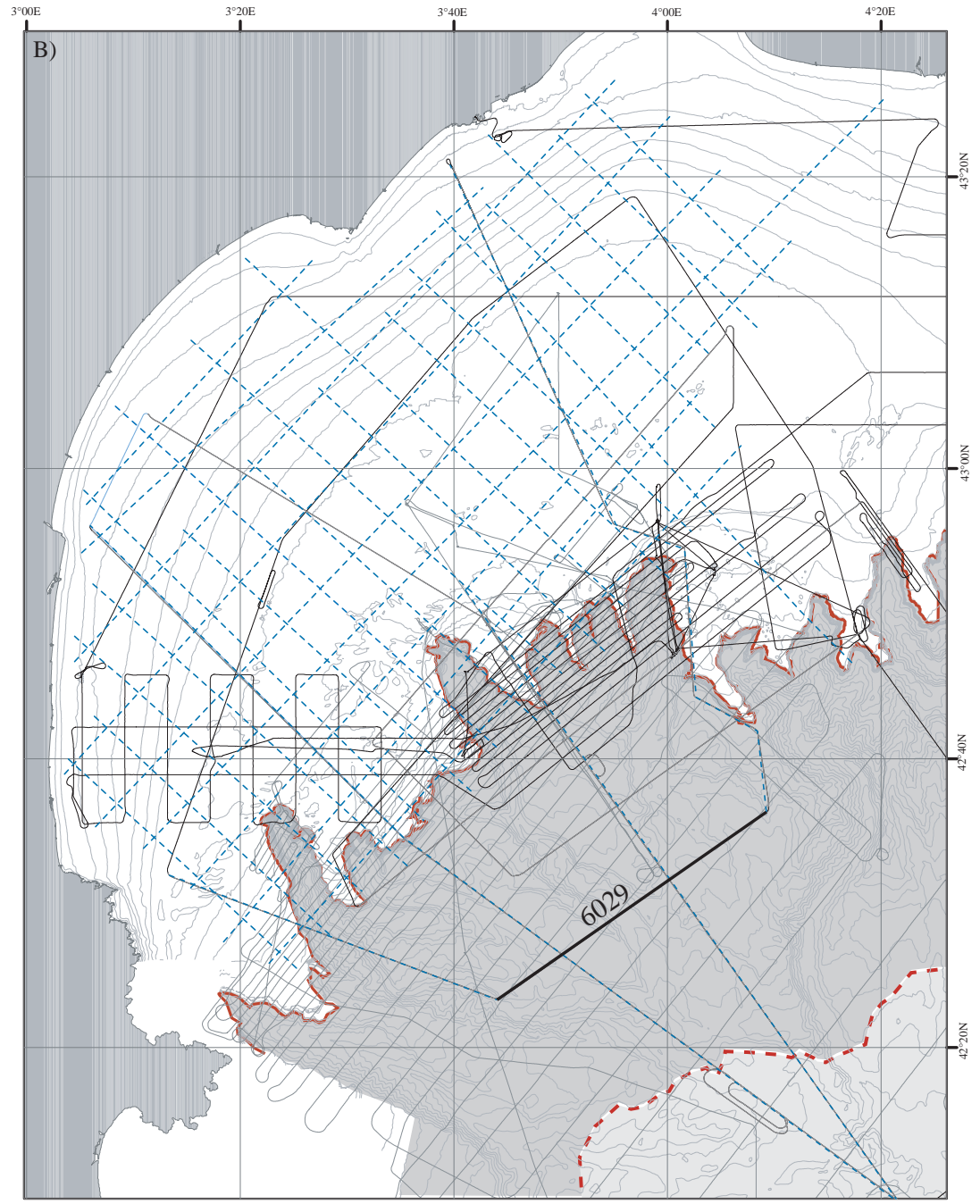
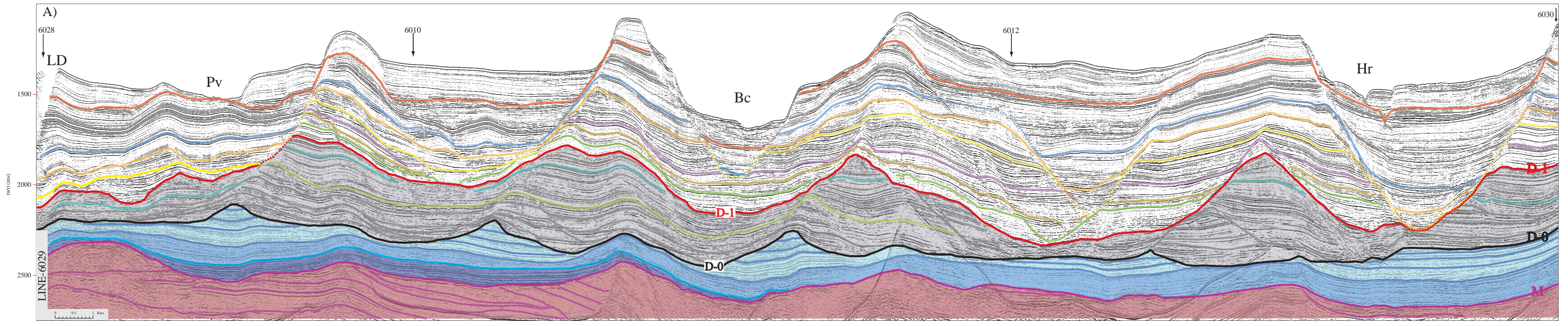


Figure V-58: Ensemble de la sédimentation du Plio-Quaternaire  
 A) Profil 6029 qui découpe l'ensemble de la pente continentale actuelle  
 B) Position du profil et cartographie des trois domaines morphologiques (plateau, pente et glacis)  
 C) Courbe de variation du niveau marin du Plio-Quaternaire (site-659) et position des discontinuités D-0 et D-1



Peut-on ramener nos repères stratigraphiques encore plus bas ; vers le bas de pente et le glacis?

Deux profils (6010 et 6012) nous permettent de prolonger nos repères vers le glacis et grâce à la bonne expression des derniers cycles, surmontent les coupures introduites par la tectonique salifère ou le cours des canyons (Figure V-59).

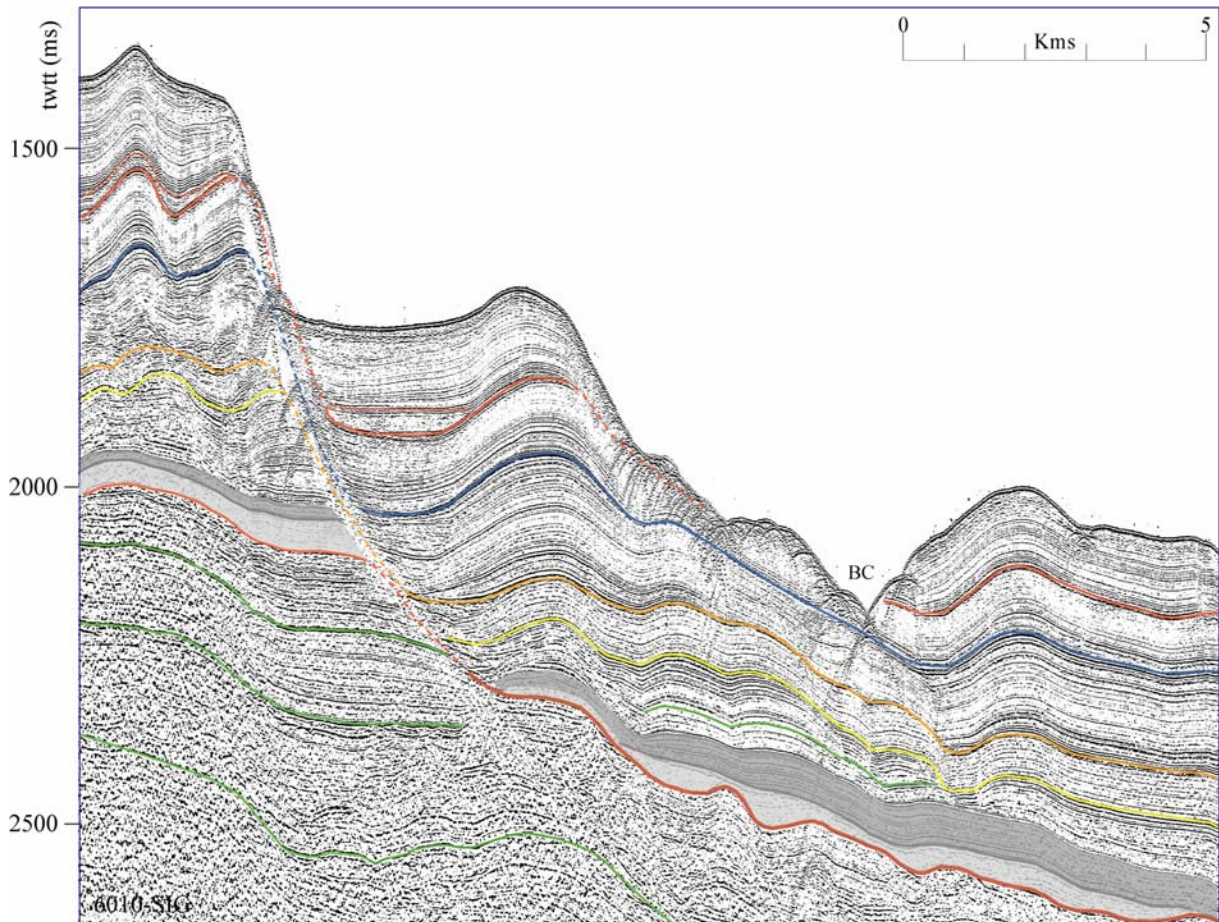


Figure V-59: Exemples de corrélation vers le bas de pente des derniers épisodes sédimentaires et glissements parallèles a la marge.

#### - D1 et D0

Entre ces deux surfaces (érosion messinienne et D30 à D70), plusieurs autres surfaces ont été identifiées et pointées sur la plate-forme, la pente et le bassin : il s'agit de D1 et D0 (déjà identifiées sous l'appellation de q1 et plio11 par Rabineau, 2001).



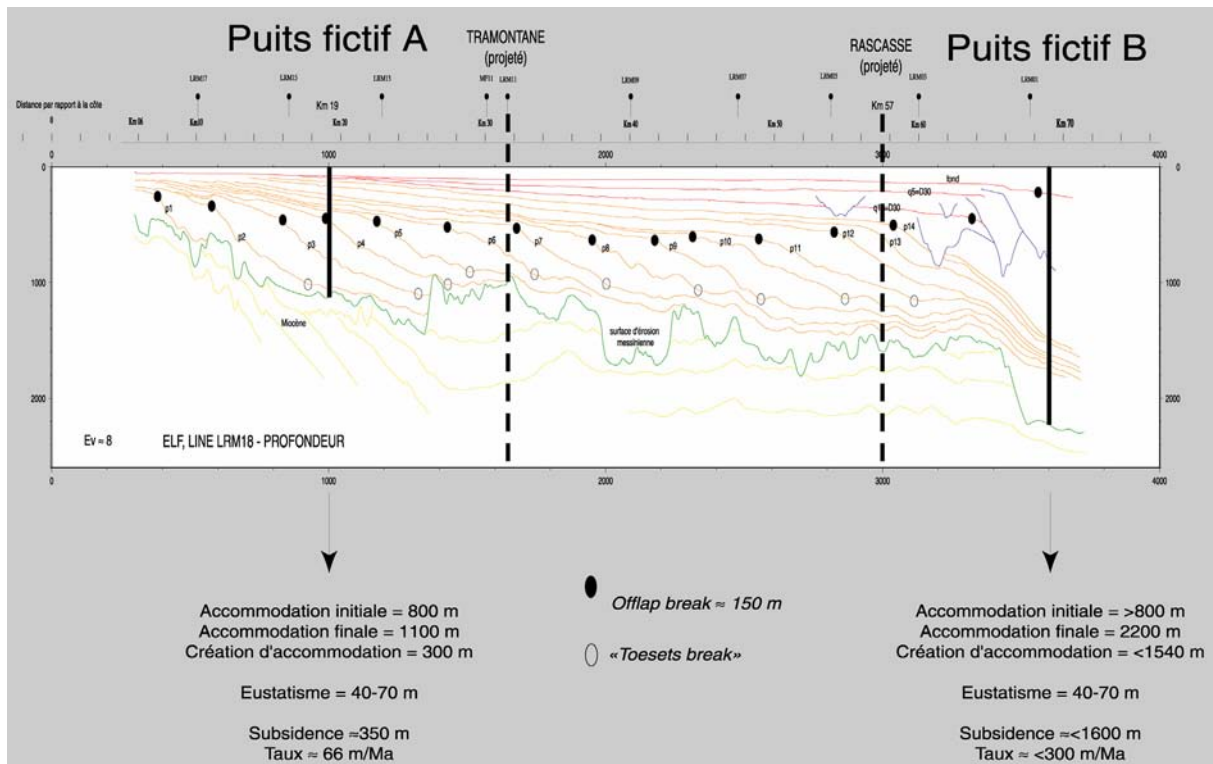


Figure V-60: Interprétation du profil LRM-18, départ de notre travail, avec les surfaces plio-quaternaires identifiées et puits fictifs pour le calcul de subsidence (Rabineau, 2001)

On a donc identifié et corrélié au final (même si l'ensemble de surfaces intercalées est identifié) : la surface d'érosion messinienne, D0, D1 et les cinq surfaces du Quaternaires : D30, D40, D50, D60, et D70.

Peut-on proposer un âge à ces surfaces ?

## (ii) Contraintes chronostratigraphiques

### - La surface d'érosion messinienne

La fin de cet épisode ayant conduit à la formation de cette surface très nette est communément datée d'il y a environ 5.3 Ma.

-**Les forages pétroliers** disponibles sur la plate-forme, qui nous offrent l'unique possibilité de datation directe de l'ensemble de la série Plio-Quaternaire du golfe du Lion. Les quatre forages disponibles dans la zone d'étude (réalisés dans la période 1968-1979) - Rascasse, Tramontane, Mistral et Autan- sont présentés sur la Figure V-61.







Bien que ces forages pétroliers étaient réalisés pour explorer les sédiments profonds, les rapports de fin de sondage de certains puits (Cravatte et al., 1974; Cravatte and Suc, 1981) rajoutent quelque contraintes chrono-stratigraphique de la série plio-quadernaire. L'ensemble de ces forages se caractérisent par : une bonne contrainte de la surface d'érosion messinienne, mais l'absence de carottage de la presque totalité du Quadernaire, ce qui limite fortement les informations utilisables pour la partie supérieure.

**- Datations des surfaces supérieures du Quadernaire :**

On s'appuie sur les résultats de Rabineau, 2001 confirmés par cette étude (carottes du flanc de l'hérault) : D30, D40, D50, D60 et D70 sont associées aux MIS12, 10, 8, 6, 2

**- Extrapolation des datations des discontinuités supérieures en profondeur**

L'identification de surfaces plus profondes D0 et D1 (plio11 et q1) et l'extrapolation des datations des surfaces supérieures avait conduit Rabineau à proposer les âges de 2,6Ma et 1 Ma pour ces deux surfaces. Ce résultat était confirmé par l'analyse de la subsidence de la marge.

On note ici, en plus, que la limite majeure D0 corrélée jusqu'au forage AUTAN correspond bien à la limite Pliocène-moyen/ Pliocène-supérieure (Piacenzian/Gelasian, c'est-à-dire aussi la limite magnétique Gauss/Matuyama)) datée à 2.6 Ma.

Avec ces repères en tête on fait notre interprétation et, si on regarde l'empilement sédimentaire au Plio-Quadernaire de l'ancien vers l'actuel dans l'ensemble de la zone, on peut établir trois étapes majeures:

**(iii) Scénario de dépôt pendant le Plioquadernaire :**

Les dépôts de la **première étape** (entre 5.2Ma et 2.6-2.7Ma) témoignent d'un empilement de prismes qui construit un plateau et une pente continentale très restreints (en comparaison avec l'actuel) avec la surface d'érosion messinienne en continuation du glacis. Si on regarde un épisode dans cet ensemble (Figure V-61) on observe que le passage de sédiment du continent vers le bassin profond est caractérisé par l'absence de voies de transferts privilégiées; des grands sigmoïdes se développent sans laisser de traces des canyons sous-marins. Plateau, pente et glacis se construisent de façon graduelle. Pas d'érosions majeures (ni parallèles ni perpendiculaires) ne découpent la marge. La marge est caractérisée par deux pentes (la pente des grands sigmoïdes et la pente continentale s. s.)



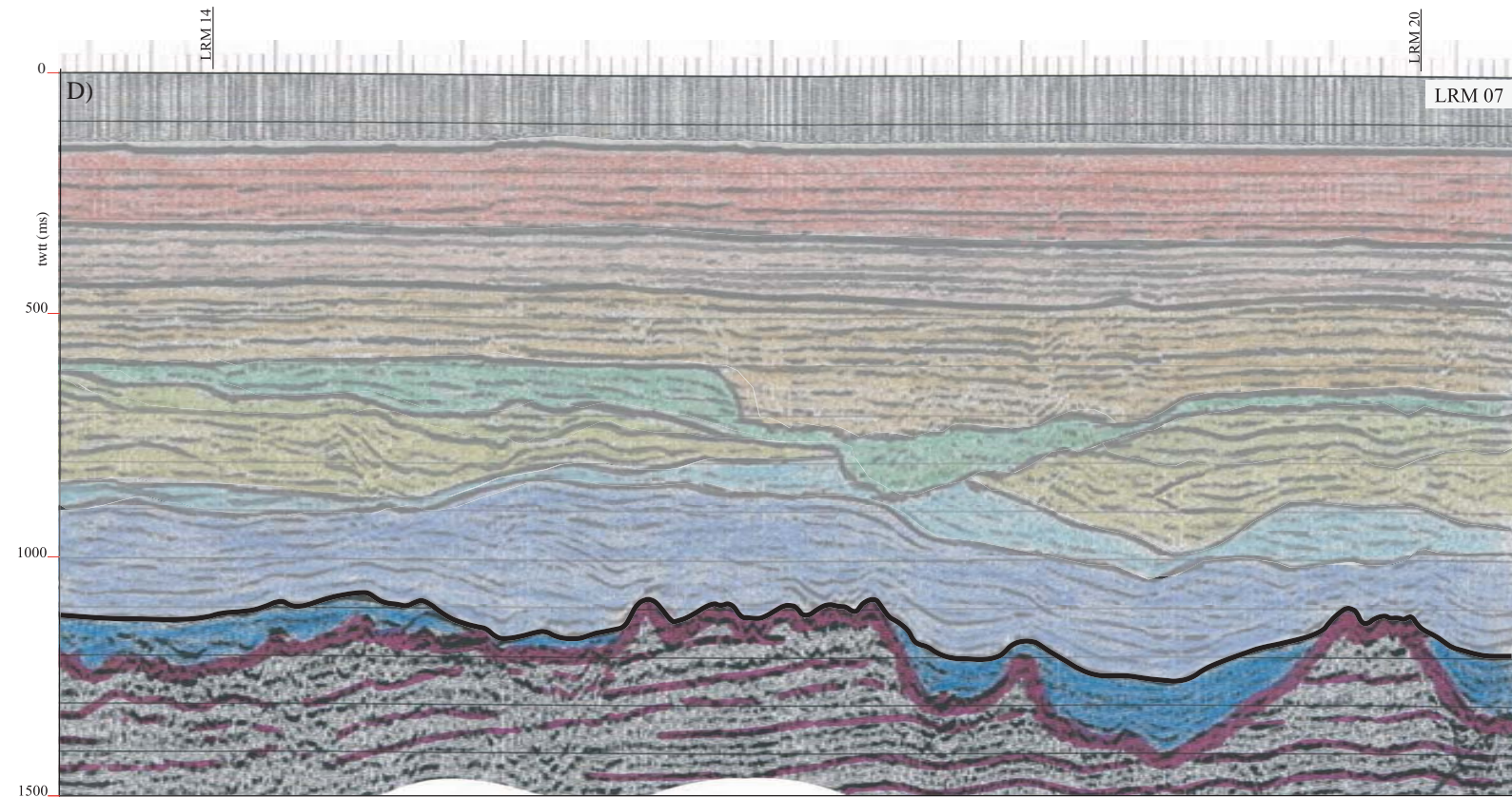
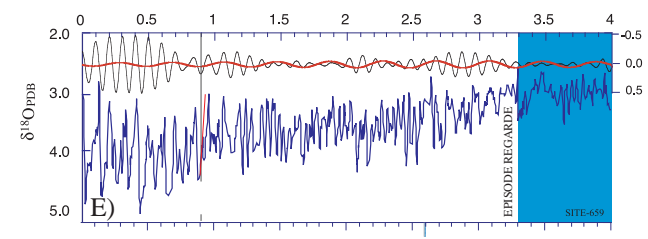
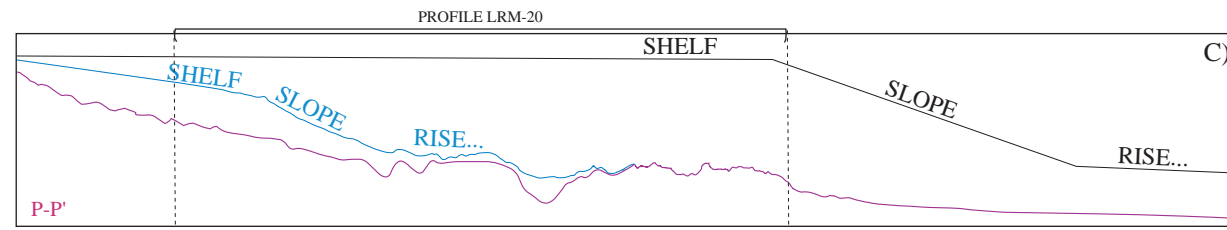
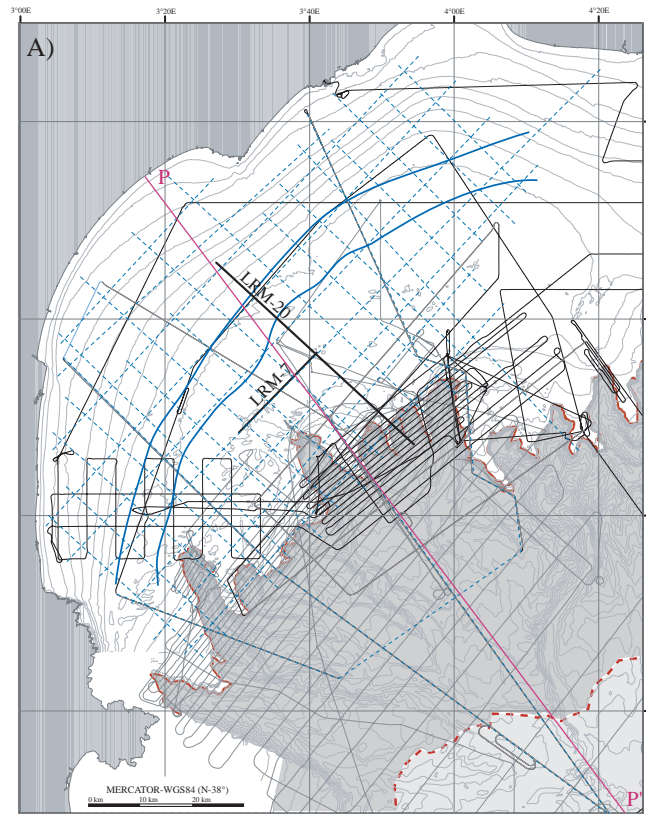
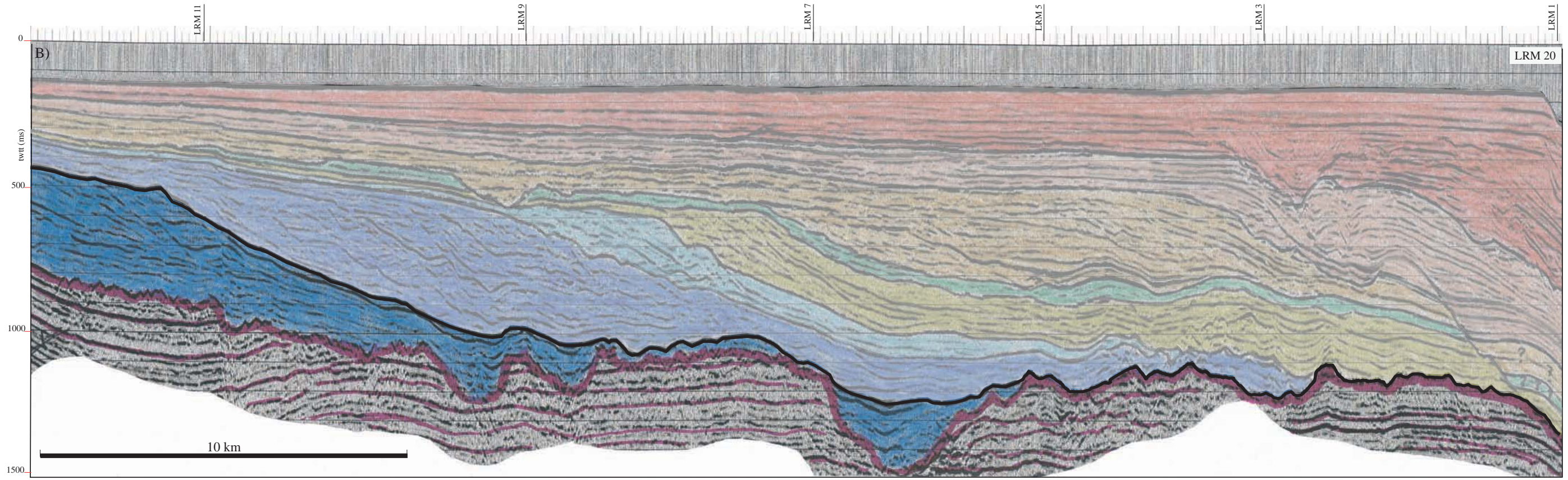


Figure V 62: Episode de la sédimentation Pliocène où l'on observe  
 A) Position des profils et cartographie des trois domaines morphologiques (plateau, pente et glacis) actuels et fossiles (en bleu)  
 B) Profil LRM-20 avec la position du plateau, la pente et le glacis de l'époque (position en A)  
 C) Profil en profondeur pour montrer les domaines morphologiques (plateau, pente et glacis) actuels et fossiles (en bleu)  
 D) Profil LRM-7 (qui découpe la pente de l'époque) et qui montre l'absence des canyons sous-marins  
 E) Courbe de variation du niveau marin avec la position de l'épisode regardé dans cette figure (en bleu)



Vers la fin de cette première étape, des systèmes légèrement chenalisés viennent se mettre en place sur la pente (Figure V-63) sans que l'on observe d'éléments érosifs comparables aux canyons actuels.

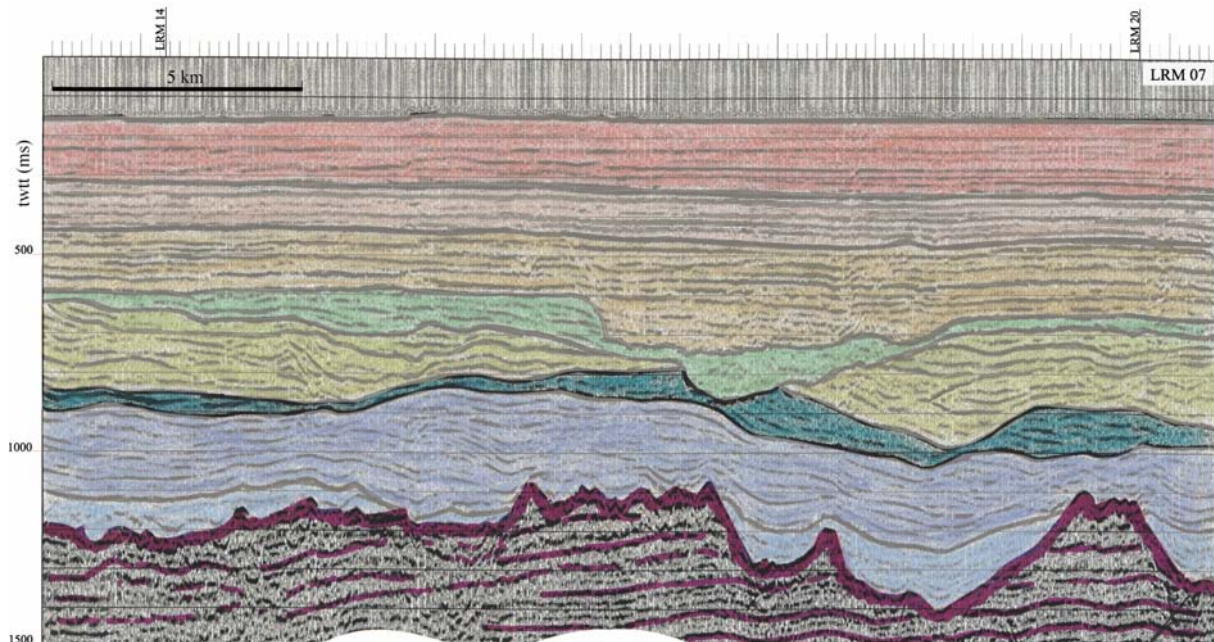


Figure V-63: Systèmes canalisés (turquoise) se mettant en place sur la pente pliocène dans la première étape de sa construction sans que l'on observe d'éléments érosifs comparables aux canyons sous-marins actuels (Profil LRM-7).

A la fin de cette période les sédiments qui remplissent le glacis de l'époque (la pente actuelle) témoignent aussi des conditions de sédimentation; ils correspondent à des séries de réflecteurs subhorizontaux sans aucune trace d'érosion majeure ; il s'agit de l'ensemble de réflecteurs bleus de la Figure V-65.

La progradation de l'ensemble se poursuit et, autour du réflecteur D-0 daté à 2.6-2.7Ma, commence la **deuxième étape** dans la sédimentation du Plio-Quaternaire. On observe une augmentation dans la sédimentation et l'apparition des grands glissements qui découpent l'ensemble sédimentaire parallèlement à la marge. Ces grands glissements commencent en bordure de plateforme et se poursuivent jusqu'en bas de la pente continentale (Figure V-65 et Figure V-64).



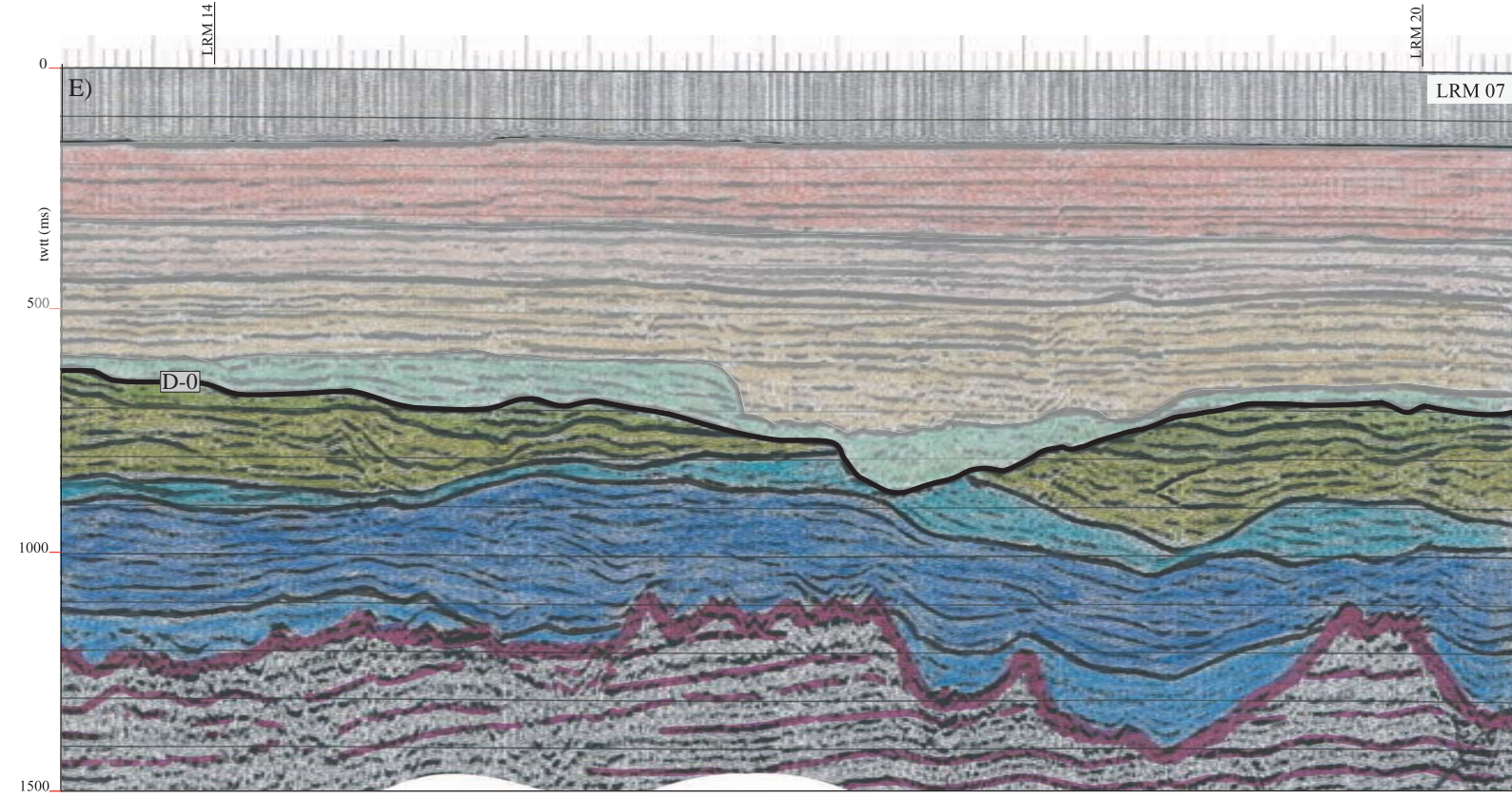
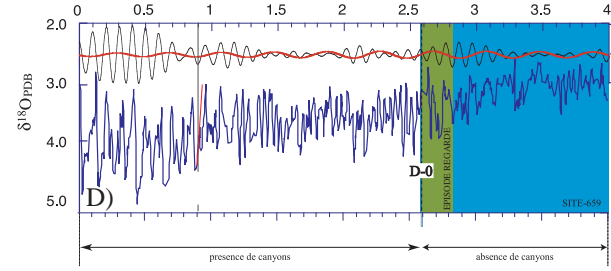
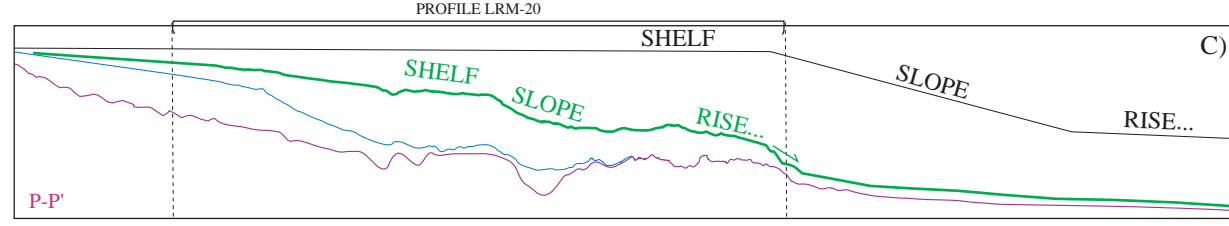
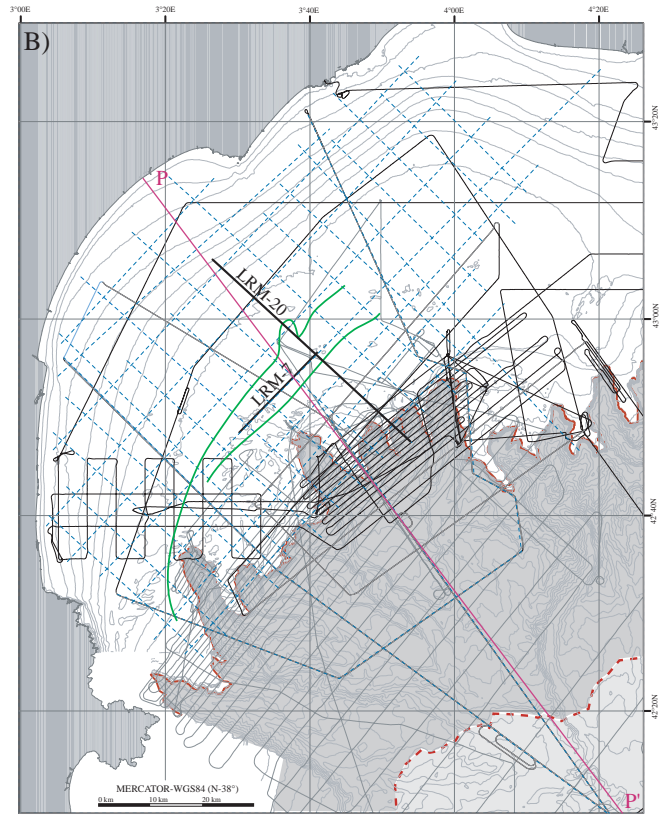
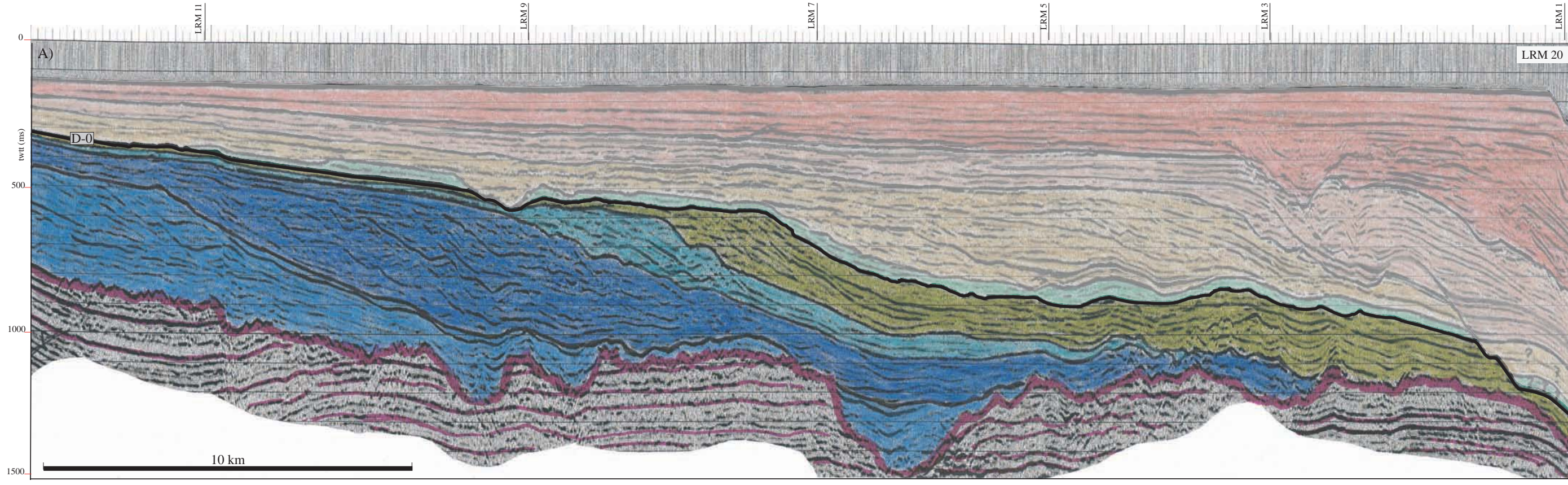


Figure V-64: Episode de la sédimentation Pliocène à 2.6 Ma

- A) Profil LRM-20 avec la position de l'époque (position en B)
- B) Position des profils et cartographie des trois domaines morphologiques (plateau, pente et glacis) actuels et fossiles (en vert)
- C) Profil en profondeur pour montrer les domaines morphologiques (plateau, pente et glacis) actuels (en noir) et fossiles (en vert)
- D) Courbe de variation du niveau marin avec la position de l'épisode regardé dans cette figure (en vert)
- E) Profil LRM-7 (qui découpe la pente de l'époque) et qui montre l'apparition des canyons sous-marins



A la même période les canyons sous-marins apparaissent, en découpant perpendiculairement la pente. Ils introduisent, pour la première fois au Plio-Quaternaire, des voies de transfert privilégiées pour les sédiments provenant du continent. Ce sont des éléments érosifs qui se développent depuis la bordure de plateforme jusqu'au glacis continental de l'époque (Figure V-64).

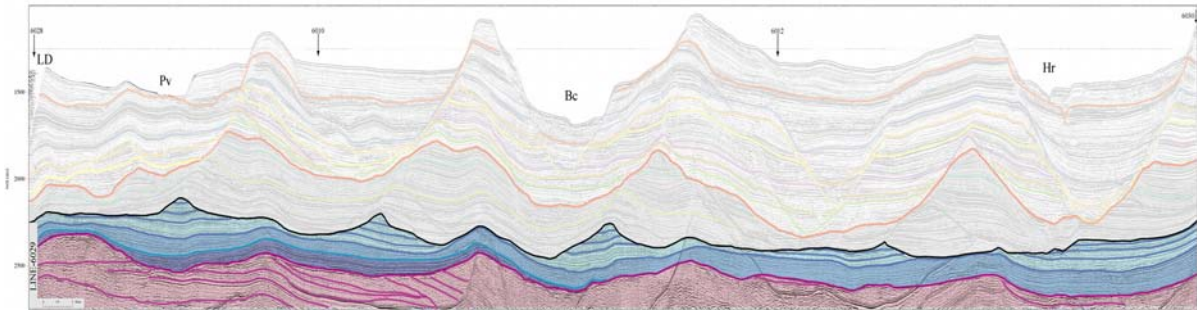


Figure V-65 Séries qui viennent remplir la pente actuelle (glacis de l'époque) avec des réflecteurs subhorizontaux sans aucune trace d'érosion majeure (bleu) et la grande surface d'érosion (noir) témoignant des glissements qui découpent l'ensemble sédimentaire parallèlement à la marge. L'ensemble du profil est montré en grand dans la figure V-58.

Cette dynamique se poursuit pendant environ 1.7Ma entre 2.7Ma et 1-0.9Ma, période pendant laquelle les oscillations du niveau marin ont des amplitudes d'environ 50m.

A ce moment (0.9-1Ma) commence la **troisième étape** de la sédimentation plio-quaternaire du golfe du Lion (Figure V-66).

L'amplitude des oscillations du niveau marin augmente drastiquement (amplitudes de plus de 100m) et la sédimentation exprime ce passage par une nouvelle augmentation du taux de sédimentation qui se traduit par une augmentation de la vitesse de progradation et une efficacité accrue des processus érosifs. A partir de ce moment jusqu'à nos jours la construction de l'ensemble (plateforme, pente et glacis continental) se poursuit, le système prograde jusqu'à arriver à la physiographie de nos jours : un plateau de plus de 70km, une pente continentale entaillée par de nombreux canyons, et un glacis qui exprime, d'une part, la perte d'efficacité des processus érosifs qui génèrent les canyons et, d'autre part, les directions structurales générées par la tectonique salifère.



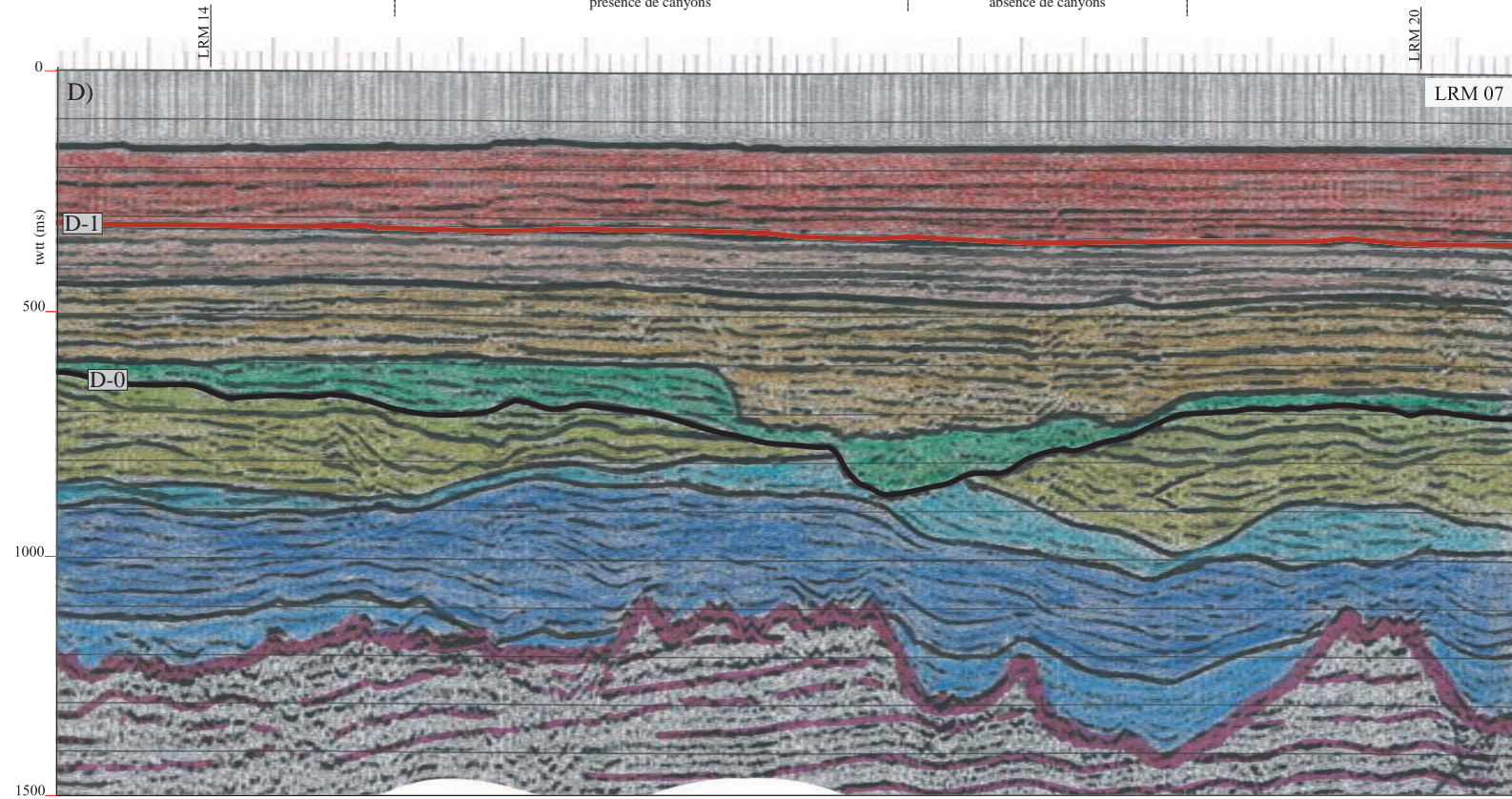
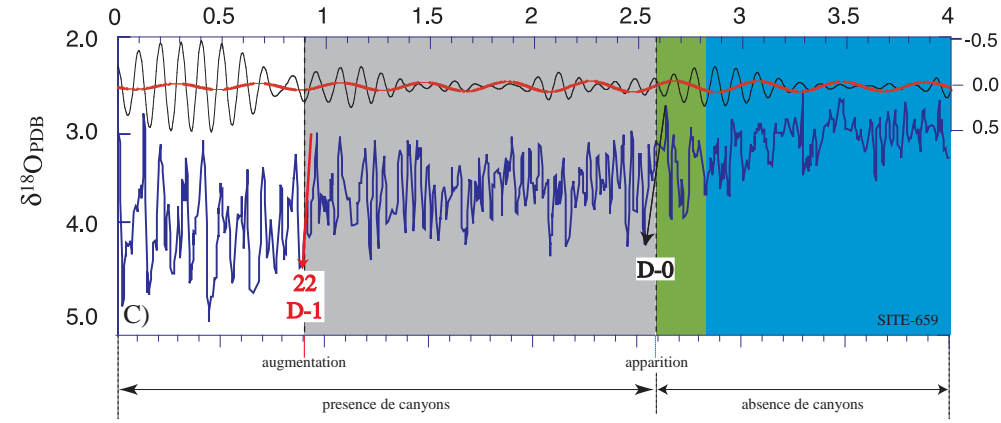
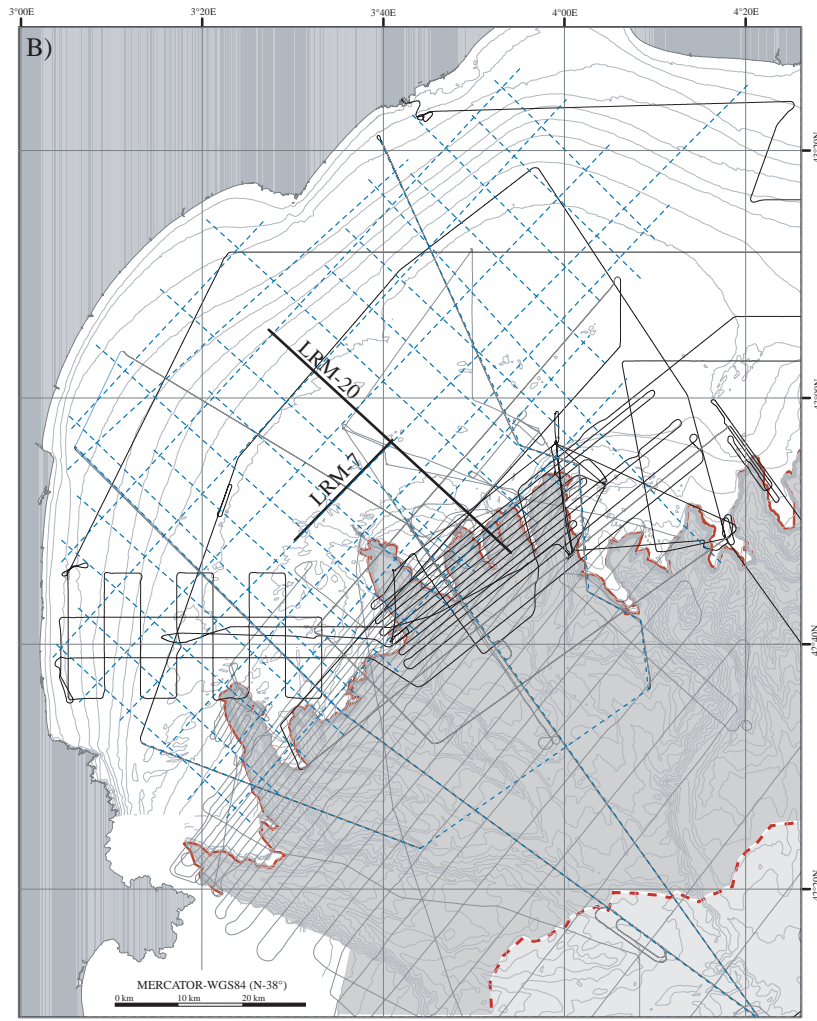
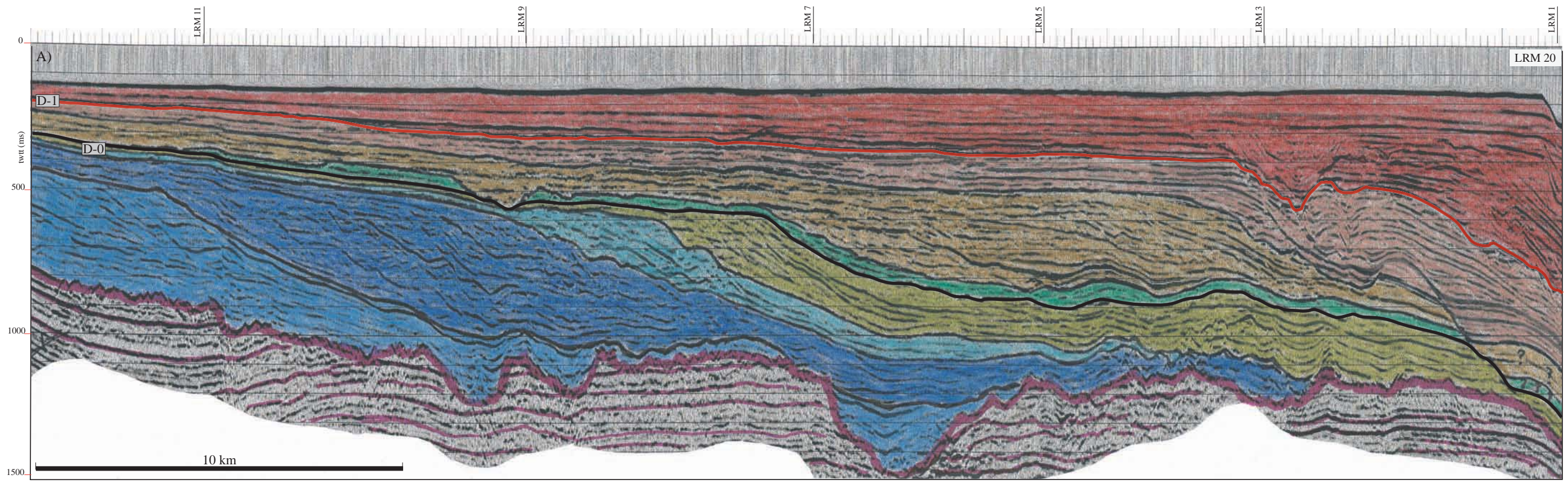


Figure V-66: Ensemble de la sédimentation Plio-Quaternaire  
 A) Profil LRM-20 avec la position des deux discontinuités majeures (D-0 et D-1)  
 B) Position des profils et cartographie des trois domaines morphologiques actuels (plateau, pente et glaciais)  
 C) Courbe de variation du niveau marin du Plio-Quaternaire avec la position des deux discontinuités majeures (D-0 et D-1)  
 D) Profil LRM-7 qui montre l'absence des canyons sous-marins avant la D-0



En plaçant nos observations sur la courbe isotopique du Site ODP 659 (Zachos, 2001), on constate que les épisodes sédimentaires majeurs coïncident avec les principaux changements d'amplitude du niveau marin. Ainsi l'apparition de canyons avec le changement d'amplitude des variations du niveau de la mer liée à l'apparition des glaciations dans l'hémisphère nord au tour de 2.6 Ma (Cf. chapitre II).

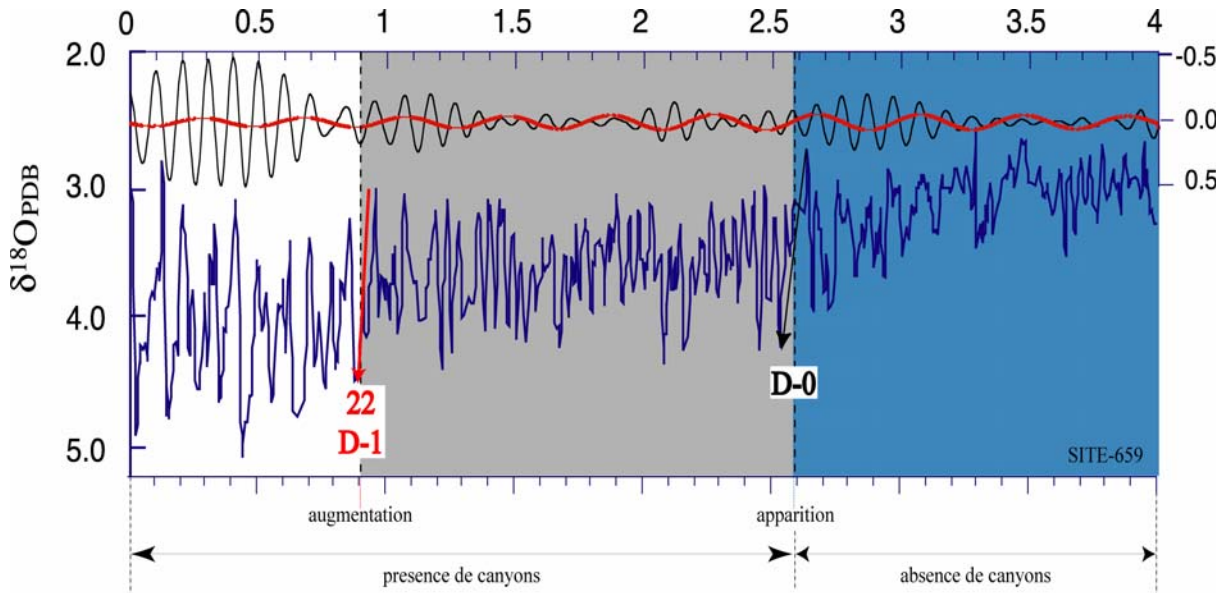


Figure V-67 : Courbe de variation du niveau marin du Site ODP 659 (Zachos, 2001) où on peut observer comment les épisodes majeurs (apparition et augmentation des dimensions des canyons sous-marins) coïncident avec les principaux changement d'amplitude du niveau marin.

C'est à ce moment (il y a 2.6 Ma) que l'on trouve une augmentation significative de l'amplitude des cycles (d'environ 50 m avec une périodicité de 40000 ans). Cette amplitude conditionne la migration de la ligne de rivage (plus ample) et l'augmentation des taux de sédimentation. L'augmentation du taux de sédimentation en bordure de plateforme en bas niveau marin associé à un régime fluvial plus intense, créent les conditions nécessaires pour la mise en place des canyons sous marins (Cf. point suivant). Autour du stade 22 (900000 ans) on enregistre les premiers cycles glacio-eustatiques de 100000 ans ; l'épaisseur des séquences augmente (conditionnées par la durée des cycles) et les migrations de la ligne de rivage sont plus amples (conditionnée par une amplitude des cycles de plus de 100 m), tout cela, associé à une intensification du régime fluvial, provoque une accélération dans l'évolution et l'expression des canyons sous marins (tant dans l'érosion que dans le remplissage).

Les profils multitrace présentés montrent comment la progradation de l'ensemble du système construit progressivement la pente continentale et comment les canyons actifs progradent avec l'ensemble du système; en remplissant leurs têtes et en installant leurs

éléments érosifs dans la nouvelle pente depuis 2.6Ma. L'ensemble des phénomènes discutés, met en évidence la complexité et le caractère multi épisodique de la partie étudiée du golfe du Lion qui pas à pas, cycle après cycle, nous amène jusqu'à la morphologie actuelle. Morphologie qui implique la co-existence de processus de construction et de destruction sédimentaire qui participent à l'évolution des canyons et, par conséquent, à celle de la marge.

*Chapitre VI :*

*Mécanisme d'évolution et modèle général de fonctionnement*

Ce chapitre est structuré en trois parties :

La première partie présente l'incision axiale, objet mis en évidence et expliqué grâce à ce travail de thèse, et dont l'activité permet l'existence des canyons sous-marins (article sous presse). Une simulation numérique de cette activité est ensuite présentée ainsi que des résultats géotechniques.

La deuxième partie indique les conditions nécessaires pour la mise en place de l'incision axiale et sa relation avec les courants hyperpycniaux, en intégrant un tour du monde rapide des canyons associés aux grands édifices turbiditiques.

La troisième partie enfin resitue l'incision axiale et les canyons dans l'ensemble du système sédimentaire afin de proposer un modèle général de fonctionnement.



**VI-1. Le mécanisme d'évolution des canyons sous-marins : l'incision axiale**

**VI.1.1. Etude sismique et morphologique : Article Accepté**

**AXIAL INCISION:**  
**THE KEY TO UNDERSTAND SUBMARINE CANYON EVOLUTION**  
*(IN THE WESTERN GULF OF LION)*

**J. Baztan<sup>1,2,\*</sup>, S. Berné<sup>2</sup>, J-L Olivet<sup>2</sup>, M. Rabineau<sup>1</sup>, D. Aslanian<sup>2</sup>, M. Gaudin<sup>2,3</sup>, J-P. Réhault<sup>1</sup> and M. Canals<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>U. Bretagne Occidentale, UMR6538, IUEM Domaines Océaniques, Place Nicolas Copernic, Plouzané,  
F-29280

<sup>2</sup>IFREMER, DRO/GM, BP 70, Plouzané, F-29280

<sup>3</sup>U. Bordeaux I, Dépt. Géologie et Océanographie, UMR 5805 EPOC, Av. des facultés, Talence, F-33405

<sup>4</sup>U. Barcelona, GRC Geociencias Marines, Barcelona, S-08028

*\*corresponding author: Juan Baztan Tel.: (33) 2 98 22 42 39; Fax: (33) 2 98 22 45 49; e-mail: [jbaztan@ifremer.fr](mailto:jbaztan@ifremer.fr)*

## **Abstract**

A detailed morphological analysis of the outer shelf and continental slope of the Western Gulf of Lion is presented, based on swath bathymetry data together with sub-bottom profiles and high resolution seismic reflection profiles. These data reveal two main erosive features, of very different dimensions: the axial incision and the canyon's major valley. The height of axial incisions' flanks with respect to the canyon deepest point (the thalweg) ranges from 40 to 150 m. It creates a small axial erosive path within the canyon's major valley, which is typically bounded by flanks of more than 700 meters in height.

We interpret the axial incision observed in the sea floor as the imprint of turbidity currents that eroded the floor of canyons during phases of connection to rivers (hyperpycnal turbidity current). Such currents are most likely to have formed during the Last Glacial Maximum (LGM) as both proximity of the shoreline (due to the lowstand of sea level) and high detrital sediment supply (due to glacial abrasion upstream) increased the flow of sediments delivered to the canyon heads. Fossil axial incisions, observed in seismic lines, are related to equivalent conditions.

The axial incision, however, has a key influence on canyon evolution as it triggers mass wasting of different sizes that affect the canyon's major valley (head and flanks). We interpret the geometry of the canyon's major valley as the result of recurrent activity of axial incisions. These periods of activity occurred during low sea levels at glacial maxima and show a cyclicity of 100 000 years for the last 400 000 years.

## **Introduction**

Following the pioneering work on submarine canyons (Dana, 1863), several descriptions and hypothesis to explain the formation and evolution of canyons have been published. Shepard (1936) suggested that the canyons off New England could not have been excavated during one single period of erosion because of the height of canyon walls; he suggested that canyons might be the result of a succession of emersion, erosion and filling. Daly (1936) and Kuenen (1938) discovered the erosive power of marine turbidity currents. Daly (1936) was the first to suggest that submarine canyons are eroded by turbidity currents. Early studies in submarine canyons were restricted to canyon heads and it was Veatch and Smith (1939) that discovered the seaward extension of submarine canyons across the continental slope. In the Gulf of Lion, studies conducted in the Lacaze-Duthiers canyon (Bourcart *et al.*, 1948) and Aude canyon (Bourcart, 1960; Duplaix & Olivet, 1971) showed that they were filled and partially re-excavated to form a new canyon, not as deep as the previous one. Aloisi *et al.* (1975) observed that periods of maximum sea-level falls were associated with excavation at the shelf edge and rejuvenation of submarine canyons. Twichell and Roberts (1982) and Farre *et al.* (1983) proposed that canyons are eroded by turbidity currents but also by retrogressive mass wasting of the slope. Based on ideas from Daly (1936) and Farre *et al.* (1983) a model for head-ward erosion of submarine canyons induced by downslope eroding sediment flows was proposed by Pratson for the New Jersey continental slope (Pratson *et al.*, 1994; Pratson and Coakley 1996) and confirmed by the work of Mountain *et al.* (1996).

The presence of an axial incision was described in Wilmington and Carteret canyons on the East Coast of the United States (Slater, 1981) and the Gully Canyon in Nova Scotia (Stanley



and Silverberg, 1969). Along Mediterranean margins, axial incisions were observed within Peñiscola canyon (O'Connell *et al.*, 1987), Foix, Marta and Benicarlo canyons (Alonso *et al.*, 1991) and the regional collector of all canyons on the Ebro Margin, the Valencia Channel (Canals *et al.*, 2000).

However, the origin of submarine canyons remains a matter of speculation. In addition, the axial incisions in submarine canyons, the processes at their origin, and the effect of incision on canyon evolution have not yet been studied.

Within the Gulf of Lion, the best studied submarine canyon-channel system is the Petit Rhône. It feeds the Rhône deep-sea fan to the east of our study area (e.g. Bellaiche *et al.*, 1983; Droz *et al.*, 1985; Droz, 1991; Kenyon *et al.*, 1995; Bellaiche and Mart, 1995; Torres *et al.*, 1995; Torres *et al.*, 1997; Droz *et al.*, 2001). Due to relatively unprecise mapping techniques, the morphology of the western Gulf of Lion submarine canyons was comparatively poorly known (Bourcart, 1960; Glangeaud *et al.*, 1968; Got & Stanley, 1974; Canals, 1985). A swath bathymetry survey led to a detailed map of this area (Berné & Loubrieu, 1999; Berné *et al.*, 2002), that is used as a base for this study.

This paper focuses on the radially distributed canyons that converge into the roughly N-S oriented Sète Canyon (Fig. 1). It proposes a mechanism for the origin and the key role of the axial incision in canyon evolution and it establishes the relation with sea level changes.

## Data

The bathymetric data set for the slope was collected during the CALMAR-97 cruise (Berné & Loubrieu, 1999) (using a SIMRAD EM12-Dual multibeam echosounder on board R/V L'Atalante in 1997), and completed by cruises BASAR2 (SIMRAD EM950 multibeam echosounder on board R/V L'Europe in 1995), CALMAR-99 (SIMRAD EM1000 multibeam echosounder on board R/V L'Europe in 1999) and STRATAFORM (SIMRAD EM300 multibeam echosounder on board R/V Le Suroit in 2002). The bathymetric data were acquired and post-processed with IFREMER's CARAIBES software. The bathymetric data set on the shelf comes from sounding charts from the French Hydrographic Service (SHOM), that were interpreted and digitized at the 1:20.000 scale (Berné *et al.*, 2002).

The seismic data come from the same cruises. They include GI-gun seismic profiles shot at 8 knots with a 6-channel streamer, sub-bottom profiles (3.5 kHz with 150 m maximum penetration) and Sparker data. These seismic data were digitally recorded with a DELPH system and post-processed with IFREMER's *SITHERE* software. Multichannel (24 channels) profiles from the MARION cruise (on R/V Le Suroît in 2000) complete this data set, profiles crossing canyons have been depth migrated with IFREMER's *SISBISE* software to correct for pull-down effect.

## General setting

The Gulf of Lion is a prograding margin mainly fed by the terrigenous input from the Rhône river that builds the Rhône deep sea fan seawards (e.g., Droz and Bellaiche, 1985). Hérault, Aude and Têt rivers are secondary sediment sources located in the western part of the gulf (Fig. 1). During sea-level highstands, similar as today, the main depocenter is near the coast and builds a high-stand wedge (Monaco, 1971). The remaining fraction is transferred offshore by nepheloid layers (Aloïsi *et al.*, 1979). The sediments are also distributed along the coast by littoral drift (Aloïsi *et al.*, 1979; Monaco *et al.*, 1987) and on the outer shelf by the Liguro-Provençal geostrophic current that flows along the margin in a counter-clockwise direction (Millot, 1990). During glacial periods, river outlets were close to the shelf edge and favoured a large accumulation of sediments on the outer shelf, the continental slope, rise and abyssal plain (Got and Stanley, 1974; Canals, 1985; Torres 1995; Berné *et al.*, 1998a; Droz *et al.*, 2001).

Recent results based on core data, seismic stratigraphy and stratigraphic simulation (Rabineau, 2001) provide the outlines of depositional patterns, in the middle and outer shelf. They show that sedimentary sequences record 100 000 years glacioeustatic (interglacial/glacial) cycles for the last 540 000 years. Each cycle shows a major discontinuity that is a regional regressive erosional surface named D-70, D-60, D-50, D-40 and D-30 developed during lowering of sea level and lowest stand that are correlated to marine isotopic stages 2, 6, 8, 10 and 12 respectively (Rabineau, 2001 and Rabineau this issue).

Three physiographic provinces characterize the study area: the outer continental shelf (with a  $0.1^\circ$  slope) ; the continental slope ( $1.5^\circ$ ) and the rise ( $0.9^\circ$ ) (Fig. 1). The continental slope is dissected by six major submarine canyons (Cap Creus, Lacaze-Duthiers, Pruvôt, Bourcart (also named Aude), Hérault and Sète canyons from the W to the E), which develop from the shelf break to the rise between 90 and 2000 m water depth (Fig. 1). The major branches of these canyons have been numbered in a clockwise direction (Fig. 2).



## Results

### 1- Morphological characteristics

Two main erosive features, of very different dimensions, can be observed: the axial incision and the canyon's major valley with high flanks (Fig. 3). The morphometric characteristics of both the canyons' major valleys and their axial incisions (azimuth, west flank height, east flank height, flanks average height, average width, width/height ratio,...) are summarized in Table 1 and presented in Fig. 3.

Based on the bathymetric and seismic data, we distinguish three types of present day geometry for the canyon's major valley : infilled canyons, incised canyons and empty canyons.

#### (i) *Infilled canyons:*

This type of canyon displays partial or total sediment infill. The branches HRC1, HRC4, STC1 and STC2 of the Hérault and Sète canyons correspond to this type (Fig.2 ). HRC1 is an about 5 km-wide slight depression, nearly completely filled and no axial incision is visible (Fig. 4). This canyon Seismic profiles (Fig. 4B) show that the canyon head had fossil flanks higher than 200 m and was filled afterwards.

#### (ii) *Incised canyons*

Such canyons are partially infilled and subsequently incised by axial erosion. Branches HRC2 and HRC3 of the Hérault canyon, branch BCC2 of the Boucart canyon, and parts of the

Lacaze-Duthiers and Cap Creus canyons are examples of this type (Figs. 2, 4A, 4C, 5A, 6A, 6B, 7A and 7B).

In the about 2 km wide branches HRC2 and HRC3, the canyon flanks height reach 200-250 m in the head (Fig. 4A) with, locally, a 20° flank slope. In both branches, canyon heads reach the shelf at a depth around 110 m. In the upper part of the canyon heads, a complex system of minor gullies converge towards the 40 m-deep and 400 m-wide axial incision at 3.7 km from the head and 300 m water depth (Fig. 4A). Further seaward, the two incisions converge at around 500 m water depth in a single axial incision, 700 m wide and 40 m height on average (Fig. 4). The axial incision disappears where the Hérault canyon joins the Sète canyon at about 1.800 m of water depth (about 60 km from the canyon head), forming a 400 m hanging valley (Figs. 1 and 2).

The branch BCC2 of the Bourcart canyon (Fig. 5) is a 5-6 km large canyon. Its canyon's major valley reaches 890 m (western flank) and 820 m (eastern flank) in height with flank slopes of 20° and 10° respectively. Its head intersects the shelf edge at 110 m water depth. This axial incision is well developed with a mean depth of 50 m and an average width of 300 m. It starts with a meandering morphology between 110 m and 450 m water depth and a height of 60 m. Its path straightens and its height decreases between 450 m and 1400 m water depth where the canyon is captured by the Lacaze-Duthiers canyon (58 km from the canyon head) (Fig. 2). On the eastern flank of the canyon, semi-circular slump scars can be observed (Fig. 5).

Lacaze-Duthiers canyon reaches a depth of 700 m with a good symmetry between the two flanks; their slopes reach 20°. In this 8 km wide canyon (on average), the axial incision is well defined between 500 and 1700 m water depth (Figs. 2 and 6). The incision shows an average width of 1800 m, an average height of 150 m and an average thalweg azimuth of N 124°. The axial incision height decreases from 260 m (15 km from the head) to 80 m (70 km from the head), with a mean value of 150 m.

The height of Cap Creus canyon reaches 500 m (eastern flank) and 800 m (western flank). The flank slopes reach 15° and are erosive. The axial incision develops between 640 and 1700 m water depth (Figs. 2 and 7A). In the upper and middle parts of the canyon (between 120 and 640 m water depth) the incision is not visible (Figs. 2 and 7A). At 20 km from the canyon head, the incision is about 100 m high and decreases to 50 m, 50 km seaward (Fig. 7C). The morphology suggests that major slides affected the flanks and that the erosion has erased the imprint of the axial incision in its upper course (Fig. 7). The axial incision is no more visible at depths greater than 1700 m water depth where the canyon is affected by listric faults. These faults, expressed in the bathymetry (Fig. 2), are rooted into the underlying Messinian salt (Dos Reis, 2001; Dos Reis, this issue).

### (iii) *Empty canyons*

This type of canyon is characterized by abrupt flanks without any visible infilling deposits. It is only represented by two canyon branches among all the studied canyons: the Lacaze-Duthiers and the Cap Creus canyons, in the upper part of their course. Further downstream, these empty canyons pass into incised canyons at about 15 km from the canyon head (Figs. 6A, 6C, 7A and 7C). The Lacaze-Duthiers canyon head, with a flank height of more than

400 m and a width of 4 km, illustrates this longitudinal transition. At the shelf edge they reach and erode the seaward termination of the Last Glacial Maximum shoreface sands (Berné *et al.*, 1998b). This erosion retrogrades up to the 100 m contour line and induces a longitudinal profile without any break in slope in the upper part (compare longitudinal profiles of Cap Creus and Lacaze-Duthiers with profiles of Bourcart and Hérault canyons).

## **2- Stratigraphic correlation**

We have extended downslope the interpretation of major discontinuities identified on the outer shelf in order to relate canyon history to Quaternary glacial cycles. The main discontinuities that we tracked are D-70, D-60, D-50 and D-40, that correspond to Marine Isotope Stages (MIS) 2, 6, 8 and 10 respectively (Rabineau, 2001 and this issue). We will examine successively very high resolution and high resolution multi-channel seismic data.

Seismic profiles across the upper course of the Bourcart canyon show that a large incision existed during MIS 6 (Fig. 8). Between MIS 6 and MIS 2, a large volume of sediment accumulated, especially in the canyon head, where it reaches up to 300 ms. The canyon has been nearly completely filled afterwards then re-incised by the last eroding episode that creates the axial incision visible on the sea floor. The second section (Fig. 8B) is located seaward (Fig. 5A) and shows the same sequence but with a smaller volume of deposited sediment between D-60 and D-70.

Multichannel depth-migrated seismic profiles illustrate the downslope evolution of the main discontinuities : D-60 related to the glacial maxima and previously described in the very



high resolution seismic data, and underlying D-50 and D-40 (Figs. 9 and 10). The seaward evolution of these discontinuities are observed along the Aude-Hérault interfluve, where the sedimentation is not disturbed by the presence of the canyon (Fig. 9). In multichannel profile 6020 (Fig. 10-A, same location than profile sparker-5089 in Fig. 8B) we can see the evolution of discontinuities (D70-LGM, D-60, D-50 and D-40) in the canyon, and a succession of large fossil canyons, with a fossil axial incision (Fig. 10-B). Seawards, in the middle canyon, the same sequences are shown on profile 6024 (Fig. 10-C).

In summary we observe that:

(i) axial incisions show different patterns (from meandering to slightly sinuous) and appear well developed on the present floor of Cap Creus, Lacaze-Duthiers, Bourcart-2, Hérault-2 and Hérault-3 canyons. It is smoothed on the present floor of Pruvot and Bourcart-1 canyons and it is absent in Hérault-1, Hérault-4, and Sete canyons (infilled canyons) (Fig. 2),

(ii) erosional structures related to fossil axial incisions are seen in multichannel seismic profiles and correlate to the major discontinuities observed on the outer shelf,

(iii) the multi-channel seismic data in the interfluve (Fig. 9) illustrate the evolution of major discontinuities that show the progradation of the sediments in a zone not affected by the presence of canyons,

(iiii) the seismic data crossing the canyon show the infill of the upper canyon head (Fig. 8A) and the progressive widening and deepening of the canyon downslope (Figs. 8B and 10).

## Discussion

The submarine canyons in the Gulf of Lion have a complex history with phases of deposition and of erosion. Two main erosive features, of very different dimensions, can be observed: (i) the axial incision and (ii) the canyon's major valley.

**The axial incision** is defined as the downcutting of the canyon floor during rejuvenation. The most probable mechanism for its formation is the erosion by turbidity currents. They can be generated by: (a) direct connection with turbulent fluvial flow (hyperpycnal turbidity current) or (b) the down slope evolution of mass wasting processes, affecting sediment previously deposited at the shelf edge and/or slope (dilute turbidity currents).

The first hypothesis (river connection) is favoured by the fact that axial incisions start around 110 m water depth, which roughly corresponds to the sea level position during LGM in the Gulf of Lion (Lambeck and Bard, 2000). The meandering shape of the axial incision within the Bourcart canyon suggests the existence of maintained flows. Considering the initiation of axial incisions (Fig. 5-A) and their length (more than 50 km), it is not possible that they result from slope failure. Maar (1999) has shown that the conversion of failure-generated land-slides to dilute turbidity currents is an inefficient process for erosion (in Parsons *et al.*, 2001). Only hyperpycnal plumes generated by flooding rivers (Mulder & Syvitski, 1995) have the sufficient duration and magnitude for generating such axial incisions. All the canyon heads where axial incisions are observed correspond to the seaward

termination of streams whose retreat path during the post LGM sea-level rise is marked by both erosion and sediment accumulation across the shelf (Berné *et al.*, 2002).

This interpretation is supported by the fact that, during glacial periods, an important continental run off (due to presence of glaciers in the Alps and Pyrenees) increased the direct delivery of sediments to the canyon heads.

The period of activity of the axial incision can be accurately estimated in the Bourcart canyon where it erodes a distinct notch which can be traced all around the continental shelf in the Gulf of Lion (Berné *et al.*, 1998b). This notch represents the seaward termination of shoreface sands deposited during the forced regression induced by sea-level fall prior to the LGM (Rabineau *et al.*, 1998 ; Berné *et al.*, 2002; Rabineau *et al.*, this issue). This means that the axial incision was still active during the LGM, when the forced regressive shoreface sands were deposited. Only a thin veneer (<1 m) of post-glacial deposits, representing the transgressive and highstand condensed deposits, covers the lowstand deposits on the outer shelf (Got, 1973; Berné 1998a).

However slope instabilities are also observed on the flanks of the canyons, and bring some sediment transported through the axial incision. In the Lacaze-Duthiers canyon (Berné & Loubrieu, 1999), and the branches 2 and 3 of the Hérault canyon, the axial incision is in continuity with canyon head where slump scars suggest a retrogressive mechanism (Fig. 6A).

In summary, we interpret the axial incision observed at the present sea floor as the erosive path related to the passage of hyperpycnal turbidity currents, generated up-slope by

river connection during LGM. This erosion trigger mass wasting that affects the canyon's major valley (flanks and head), as modeling by Pratson and Coakley (1996) suggested.

### **Formation of the canyon's major valley**

The canyons' major valleys in the Gulf of Lion, with subregular flanks of more than 700 m height, can not be the result of a single erosive episode (as already discussed by Shepard (1936)). Their flanks are five time greater than the height of the active feeder channels of the largest deep sea fans in the world that are, for instance, 195 m, 200 m, 100 and 50 m, for the Indus, the Amazon, the Rhone and the Mississippi channels, respectively (Clark & Pickering 1996).

We showed that the axial incision induces instabilities on canyons flanks through erosion. Fig. 11 shows the interpretation of structures observed in Fig. 8-B. In the vicinity of the axial incision we observe perturbed, stretched and eroded sediments related to the axial incision activity. This perturbation triggers major slumps as observed on the western flank (Fig. 11). Those slumps have eroded a large amount of sediments that have been subsequently transported downslope via the axial incision.

We propose a scenario for the evolution of the upper Bourcart canyon (Fig. 12) based on seismic data from Fig. 8. This evolution is explained through time between D60 and D70-LGM discontinuity.

**i)** The start point (Fig. 12-A-1) is a fossil incised stage, related to low sea level (D-60) during the glacial maximum of isotopic stage 6.



**ii)** During the next step, the canyon head is partially filled with sediments from the river plumes and benthic boundary layers (Fig. 12-A-2). In this stage sediment fill and the canyon are stable, as we can see in the conformable reflectors from the infilled Hérault branch (Fig. 4-B) and in the sediments older than –and not affected by– the axial incision (Fig. 8).

**iii)** In the 3<sup>rd</sup> step, the lowering of sea level brings the shoreline near the canyon head, and an early river connection is established. The sediment input increases and turbidity currents start to erode the floor of the canyon (Fig. 12-A-3).

**iiii)** During the last stage of lowering of sea level and LGM, sedimentation rate increase around canyons heads because of sea-level fall that shortens the distance between rivers and the shelf edge. When the shoreline is close to the canyon head, hyperpycnal turbidity currents erode the floor of the canyon generating the axial incision (Fig. 12-A-4). During this stage the undercutting of the floor by axial incision triggers slides and creates small failures and sliding surfaces in the sedimentary filling; those destabilizations induce in turn instabilities and retrogressive slumps along the main flanks of the canyons (Fig. 11). The re-mobilized sediments are drained by the turbidity currents downslope.

If no stream connects to the canyon head during the minimum stage of sea level, no axial incision occurs and sediment fill remains stable (Fig. 12-A2).

Using the interpretation of multichannel seismic data (Fig. 10-C) we are able to reconstruct the canyon evolution through time, from 400 000 years to present (Fig. 13). We show that the gradual widening and deepening of the middle canyon (cycle after cycle, during each glacial maximum) is related to the activity of axial incision.

Together with the widening and deepening of the canyon's major valley (as a consequence of the recurrent axial incision activity during each glacial maximum) (Fig. 8-A and Fig. 13) the upper-most canyon head (Fig. 8-B) is infilled as a consequence of the overall progradation of the margin.

## **Conclusion**

This work demonstrates the presence of an axial incision in most submarine canyons in the western part of the Gulf of Lion. The height of these axial incisions ranges from 40 to 150 m. They create a small axial erosive path within the erosive canyon's major valley, bounded by flanks of more than 700 meters in height.

-The axial incision, observed at the present sea floor, is an erosive minor feature observed in most canyons and interpreted as the imprint of hyperpycnal turbidity currents that eroded the floor of canyons and drained sediments downslope during connection to active rivers during the Last Glacial Maximum.

-The minor erosion related to the axial incision, however, has a key influence on canyon evolution as it triggers mass wasting of different sizes that affect the canyon's major valley (head and flanks) (Fig. 11).

-Axial incisions and associated discontinuities are correlated to major erosional surfaces related to 100 000 years glacioeustatic –interglacial/glacial- cycle (Rabineau, 2001 and this issue). Therefore axial incision show recurrent activity corresponding to 100 000 years glacial cycles for the last 400 000 years.

-The canyon's major valley can not be the result of a single erosive episode. The widening, deepening of the canyon's major valley is the consequence of the recurrent erosive activity of the axial incision during each glacial maximum (Fig.13).

The scenario proposed in this paper should not be applied directly to all types of margins. The study area shows a combination of local conditions: a prograding margin with high sediment load, shelf of 50 km (average slope  $<0.57^\circ$ ), a low continental slope ( $1.5^\circ$ ) and highstand deposits trapped in the inner shelf, so that river connection and major canyon activity only occur around glacial maxima.



## **Acknowledgements**

This research is supported by the European Community through the Eurostrataform project (contract EVK3-2001-00200) and the French program “GRD-Marges”. Herve Nouze and Benoit Loubrieu are thanked for seismic and bathymetric data processing, respectively. The authors are grateful to Lincoln Pratson and Thierry Mulder whose reviews improved the manuscript.

## Figure Captions

**Figure 1:** General bathymetric map of the western Gulf of Lion showing the three main physiographic areas: the continental shelf ( $0.1^\circ$ ) the continental slope ( $1.5^\circ$ ) and the rise ( $0.9^\circ$ ). The plain bold line is the shelf break. The dashed line is the slope break. The dotted line is the Last Glacial Maximum shoreface. CCC: Cap Creus Canyon; LDC: Lacaze-Duthiers Canyon; PVC: Pruvot Canyon; BCC: Bourcart Canyon; HRC: Hérault Canyon; STC: Sète Canyon; MAC: Marty Canyon.

**Figure 2:** Simplified and shaded bathymetric map of the western Gulf of Lion showing the different types of canyon. Dots represent an incision that has been smothered. The different branches of canyons are numbered in a clockwise direction. Boxes show the position of figures presented in this paper.

**Figure 3:** Sketch of a canyon showing the difference between the **canyon's major valley** and the **axial incision**. In frame B we can see some of the measured parameters: **WFH**; canyon's major valley west flank height, **EFH**; canyon's major valley east flank height, **MVW**; canyon's major valley width, and the axial incision height and width. The axial incision potential infill quantifies the minimum amount of material eroded from the canyon floor and transported downslope through the axial incision.

**Figure 4:** Hérault Canyon head. A) detailed bathymetric map of Branches H1, H2 and H3 (see Fig. 2 for location) with the position of Sparker seismic lines. B) Seismic line across

branch H1 showing an infilled canyon. C) Seismic line across H2 and H3 showing infilled/incised branches with axial incisions.

**Figure 5:** Incised head of Bourcart Canyon (BCC2). A) detailed bathymetric map (see Fig. 2 for location) with the position of sparker seismic lines showed in Fig. 8. B) Longitudinal profile along BCC2 canyon, showing the evolution of the depth of the thalweg with the distance from the head, the height of the canyon's major valley flanks and the height of the axial incision flanks.

**Figure 6:** Lacaze-Duthiers Canyon. A) detailed bathymetric map (see Fig. 2 for location) with the position of the seismic line showed in B. B) GI-Gun seismic profile (with a resolution of about 20 m) across the canyon showing an infilled/incised canyon. C) Longitudinal profile along canyon, showing the evolution of the depth of the thalweg with respect to the distance from the head, the height of the canyon's major valley flanks and the height of the axial incision flanks.

**Figure-7:** Cap Creus Canyon. A) detailed bathymetric map (see Fig. 2 for location) with the position of the seismic line showed in B. B) GI-Gun seismic profile (with a resolution of about 20 m) across the canyon showing an incision. C) Longitudinal profile along the canyon, showing the evolution of the depth of the thalweg with respect to the distance from the head, the height of the canyon's major valley flanks and the height of the axial incision flanks.

**Figure-8:** Interpretation of Sparker seismic lines from CALMAR-99 cruise (see location in Fig. 5) A) 5083 line in the uppermost canyon head where the progradation of the margin is

expressed in the progressive filling of the canyon's major valley, B) 5089 line located 3km downslope of frame A, showing the consequences of the axial incision activity on its flanks and on the main canyon flanks.

**Figure 9:** A and C) Multichannel seismic line 6012 from MARION cruise showing the evolution of main discontinuities (D-70, D-60, D-50 and D-40) in the BCC-HRC interfluvium, where the sedimentation is not perturbed by the existence of the canyons (see Fig. 2 for location). B) Simplified sea level curve (Waelbroeck *et al.*, 2002) showing the successive lowstands related with incised stages ( D-40, D-50, D-60 and LGM).

**Figure 10:** Depth migrated seismic lines 6020 and 6024 A) line 6020 (same location as sparker line 5086 from Fig. 8-B), B) Zoom from line 6020 showing fossil axial incisions associated with main discontinuities and C) line 6024, seaward in the middle canyon (see Fig. 2 for location), showing the deepest and widest canyon seismic expression.

**Figure-11:** Detail of line 5089 (see location in Fig. 8-B) showing the role of the axial incision. We show that the axial incision induces instabilities in canyons through erosion. In the vicinity of the axial incision we observe perturbed stretched and eroded sediments related to the axial incision activity. This perturbation triggers major slumps as observed on the western flank. Those slumps have eroded a large amount of sediments that have been subsequently transported downslope via the axial incision. We show that the axial incision is the mechanism that controls the deepening and widening of canyons' major valleys.



**Figure-12:** A) Simplified scenario for the evolution of the Bourcart canyon through time with phases of deposition and erosion, line 5083 is located in the uppermost canyon head and line 5089 is located 3 km downslope (see location in Fig. 5). A-1) Inherited stage from previous lower sea level; A-2) early filling of the canyon from head to slope during phases of lowering of sea-level; A-3) early incised stage related with lowstand and A-4) axial incision at lowstand with a river connection and turbidity currents, the incision erodes previously deposited triggering slides in flanks and head, the re-mobilized sediments are drained downslope during connection stage; A-1) and so forth... B) Sea level curve (Waelbroeck *et al.*, 2002) showing the relation between sea level and sedimentation/erosion periods for the last cycle (from D-60 to LGM)

**Figure 13:** A) Sea level curve (Waelbroeck *et al.*, 2002) showing the successive lowstand related with incised stages ( D-40, D-50, D-60 and LGM). B) Simplified scenario for the evolution of the middle canyon through successive lower sea levels. Step by step we show the progressive widening and deepening of the canyon (in its middle course). Each step is related to incised stages from lowstands.

**Figure 14:** Sea level curve (Waelbroeck *et al.*, 2002) showing the successive lowstands related with incision stages ( D-40, D-50, D-60 and LGM) and the simplified scenario for canyon evolution related with Quaternary glacial/interglacial 100,000yrs cycles for the last 400 000 yrs.

## Table

**Table 1:** Morphometric data for the submarine canyons of the Western Gulf of Lion. Values obtained from the analysis of cross sections perpendiculars to the thalweg. Ranges are defined in a seaward direction. The parameters are: **Az**; azimuth; **WFH**; west flank height, **EFH**; east flank height, **FsAH**; flanks average height, **AW**; canyon's major valley average width, **W/H**; canyon's major valley width/height ratio. Axial incisions volumes are also summarized. The estimated volume quantifies the minimum material eroded from the canyon floor and transported downslope through the axial incision (the total sediment volume removed is 11.4 km<sup>3</sup>). Value obtained for the Lacaze-Duthiers canyon suggests that this canyon had a particularly important activity.

## References

Aloïsi, J.-C., Cambon, J.-P. and Carbonne, J. (1982). Origine et rôle du néphéloïde profond dans le transfert des particules au milieu marin. Application au Golfe du Lion, *Oceanologica Acta*, 481-491.

Aloïsi, J.C., Millot, C., Monaco, A. and Pauc, H. (1979). Dynamique des suspensions et mécanismes sédimentologiques sur le plateau continental du Golfe du Lion. *CRAS*, 289, 879-882.

Aloïsi, J.C., Barousseau, J.-P. and Monaco, A. (1975). Rôle des facteurs hydrodynamiques dans la sédimentation des plateaux continentaux. *CRAS*, 280, 579-582.

Alonso, B., Canals, M., Got, H. and Maldonado, A. (1991). Sea valleys and related depositional systems in the Gulf of Lion and Ebro continental margin. *AAPG Bulletin*, 75(7), 1195-1214.

Bellaïche, G., Aloïsi, J.C. and Berthon, J.L. (1983). Morphologie au Sea-Beam de l'éventail sous-marin profond du Rhône (Rhône deep-sea fan), *Commiss. Internationale Explor. Sci. Mer Méditerranée Rapp. P.V. réunions Monaco*, pp. 61-62.

Berné, S., Aloïsi, J. C., Baztan, J., Dennielou, B., Droz, L., Dos Reis, T., Lofi, J., Méar, Y., Rabineau, M., Satra, C. (2002). Notice de la carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion, IFREMER et Région Languedoc Roussillon, Brest

Berné, S., Loubrieu, B. and the "Calmar 97" Shipboard Party (1999). Canyons and recent sedimentary processes on the western Gulf of Lions margin. First results of the Calmar cruise. CRAS, 328, 471-477.

Berné, S., Canals, M., Alonso, B., Loubrieu, B. and Cochonat, P., and the "Big 95" and "Calmar 97" Shipboard Parties. (1998a). Recent slope failures and mass-movements in the NW Mediterranean Sea. In: European Commission, M.P., Dg Xii/D-3 (Editor), Proceedings of the seafloor characterisation/mapping session, Mast days, Lisbon.

Berné, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet, J.F. and De Batist, M. (1998b). Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: examples from tide and wave dominated environments of France. *Journal of Sedimentary Research*, 68(4), 540-555.

Bourcart, J. (1960). Carte topographique du fond de la Méditerranée occidentale. *Bull. Inst. Océanogr.*, 1163, 1-20.

Bourcart, J., De La Bernardie, A. and Lalou, C. (1948). Le rech Lacaze-Duthiers, canon sousmarin du plateau continental du Roussillon. CRAS, 226(20), 1632-1633.

Canals, M., Casamor, J.L., Urgelés, R., Lastras, G., Calafat, A.M., De Batist, M., Masson, D.G., Berné, S. and Alonso, B. (2000). The Ebro Continental margin, Western Mediterranean Sea: Interplay between canyon-channel systems and mass wasting processes: GCSSEPM Foundation, 20<sup>th</sup> Annual Research Conference, Houston, Texas



Canals, M. (1985). Estructura sedimentaria y evolucion morfologica del talud y el glacis continentales del Golfo de Leon: fenomenos de estabilizacion de la cubierta sedimentaria plio-cuaternaria. Ph. D. Thesis, University of Barcelona, Barcelona, 618 pp.

Clark, J.D. and Pickering, K.T. (1996). Submarine channels. Processes and architecture: Vallis Press, London (UK), p. 231

Daly, R. A. (1936). Origin of the submarine canyons: A. Jour. Sci., 5<sup>th</sup> ser., v. 31 p. 401-420

Dana, J. D., 1863. A manual of geology. Philadelphia, 798 pp.

Dos Reis, T., Gorini, C., Mauffret, A. (this issue) Implications of salt-sediment interactions for the architecture of the Gulf of Lions deep water sedimentary systems (Western Mediterranean Sea)

Dos Reis, T. (2001). La Tectonique Salifère et son influence sur l'Architecture Sédimentaire Quaternaire de la Marge du Golfe du Lion—Méditerranée Occidentale. Ph. D. Thesis, Université de Paris 6, 216 p. +157 pp.

Droz, L. Kergoat, R., Cochonat, P. and Berné, S. (2001). Recent sedimentary events in the western Gulf of Lion (Western Mediterranean). Marine Geology, 176 (1-4) 23-37

Droz, L. (1991). Morphologie, structure et comparaison des deep sea fans du Rhône, de l'Indus et du Var. Mémoire d'habilitation. Université Paris 6, Paris, 254 pp.

Droz, L. and Bellaiche, G. (1985). Rhône deep-sea fan: morphostructure and growth pattern. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69, 460-479.

Duplaix, S. and Olivet, J.L. (1971). Etude sédimentologique et morphologique de la tête du rech Bourcart (Golfe du Lion). CRAS.

Farre, J.A., Mcgregor, B.A., Ryan, W.B.F., Robb, J.M., Stanley, D.J. and Moore, G.T. (1983). Breaching the shelfbreak; passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution In: The shelfbreak; critical interface on continental margins. Special Publication - Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 33, 25-39.

Glangeaud, L., Bellaiche, G., Genesseeux, M. and Pautot, G. (1968). Phenomenes pelliculaires et epidermiques du rech Bourcart (golfe du Lion) et de la mer hesperienne. CRAS, 267(13), 1079-1083.

Got, H. and Stanley, D.J. (1974). Sedimentation in two Catalanian canyons, northwestern Mediterranean. Marine Geology, 16, 91-100.

Got, H. (1973). Etude des corrélations tectonique-sédimentation au cours de l'histoire quaternaire du précontinent pyrénéo-catalan. Thèse de Docorat d'Etat, Université de Perpignan, Université de Perpignan, 294 pp.

Kenyon, N.H., Millington, J., Droz, L. and Ivanov, M.K. (1995). Scour holes in a channel-lobe transition zone on the Rhone cone. In: Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Kenyon, N.H.,

Ricci Lucchi, F. and Smith, R.D.A. (Editors), Architectural styles in turbidites systems. Chapman & Hall, London, pp. 212-215.

Kuenen, Ph.H. (1938). Density currents in connection with the problem of submarine canyons. *Geological Magazine*, 888(75), 241-249.

Lambeck, K. and Bard, E. (2000). Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30 000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 175, 203-222.

Maar, J.D.G. (1999). Experiments on subaqueous sandy gravity flows: flow dynamics and deposits structures. MsC Thesis, University of Minnesota.

Millot, C. (1990). The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, 10(9-11), 885-894.

Monaco, A., Heussner, S., Courp, T., Buscail, R., Fowler, S.W., Millot, C. and Nyffeler, F. (1987). Particle supply by nepheloid layers on the Northwestern Mediterranean Margin In: Particle flux in the ocean; Proceedings of a workshop sponsored by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) and the Turkish Research Council (Tubitak), at the Dokuz Eylul University, Izmir, Turkey, June 23-28, 1986; SCOPE/ UNEP Sonderband. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Palaeontologischen Institut der Universitaet Hamburg*, 62, 109-125.

Monaco, A. (1971). Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon. Thèse de Doctorat d'Etat Thesis, Université de Perpignan, Perpignan, 295 pp.

Mountain, G.S., Damuth, J.E., Mchugh, C.M.G., Lorenzo, J.M. and Fulthorpe, C.S. (1996). Origin, reburial, and significance of a Middle Miocene canyon, New Jersey continental slope. In: Mountain, G.S., Miller, K.G., Blum, P., Poag, C.W. and Twichell, D.C. (Editors), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Ocean Driling Program, College Station, Texas, pp. 283-292.

Mulder, T. and Syvitski, J.P.M. (1995). Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*, 103, 285-299.

O'connell, S., Ryan, W.B.F. and Normark, W.R. (1987). Modes of development of slope canyons and their relation to channel and levee features on the Ebro sediment apron, off-shore northeastern Spain. *Marine and Petroleum Geology*, 4, 308-319.

Parsons, J.D., Bush, J.W.M. and Syvitski, J.P.M. (2001). Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology*, 48(2), 465-478.

Pratson, L.F. and Coakley, B.J. (1996). A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows.. *Geological Society of America Bulletin*, 108(2), 225-234.



Pratson, L.F., Ryan, W.B.F., Mountain, G.S. and Twichell, D.C. (1994). Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows; evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *Geological Society of America Bulletin*, 106(3), 395-412.

Rabineau, M., Berné, S., Aslanian, D., Olivet, J. L., Joseph, P., Guillocheau, F. (this issue) Sedimentary sequences in the Gulf of Lions: a record of 100,000 years climatic cycles.

Rabineau, M. (2001). Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires de la plate-forme du Golfe du Lion : enregistrement des cycles glacioeustatiques de 100 000 ans. Ph. D. Thesis, Université de Rennes 1, 445 pp.

Rabineau, M., Berné, S., Le Drezen, E., Lericolais, G. and Rotunno, M. (1998). 3D architecture of lowstand and transgressive Quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lions, France. *Marine and Petroleum Geology*, 15(5), 439-452.

Shepard, F.P. (1936). The underlying causes of submarine canyons: *Natl. Acad. Sci. Natl. Research Council Pub.*, V. 22, p. 496-502

Slater, R. A. (1981). Submarine observations of the sea floor near the proposed George Bank lease sites along the North Atlantic outer continental shelf and upper slope: *U.S. Geol. Survey Open File Rept.*, pp. 81-742

Stanley, D.J., and Silverberg, N. (1969). Recent Slumping on the continental slope off Sable Island Bank, Southeast Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, 6: 123-133

Torres, J., Droz, M., Savoye, B., Terentieva, E., Cochonat, P., Kenyon, N.H. and Canals, M. (1997). Deep-sea avulsion and morphosedimentary evolution of the Rhône Fan Valley and Neofan during the Late Quaternary (northwestern Mediterranean Sea). *Sedimentology*, 44, 457-477.

Torres, J. (1995). Analyse détaillée du transfert de sédiment du continent vers le bassin : Le quaternaire terminal au large du Delta du Rhône (Méditerranée nord-occidentale). Phd Thesis, Université de Bretagne Occidentale, 353 pp.

Twichell, D.C. and Roberts, D.G. (1982). Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore canyons. *Geology*, 10, 408-412.

Veatch, A. C., and Smith, P. A. (1939). Atlantic submarine valleys of the United States and Congo Submarine Valley: *Geol. Soc. America Spec. Paper n° 7*, 101 pp.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L. D., Michel, E., Duplessy, J-C., J. McManus, K. Lambeck, E. Balbon and Labracherie, M. (2002). Sea level and deep water changes derived from benthic Foraminifera isotopic record, *Quaternary Science Review* 21(1-3), 295-305.



	Az (°)	Depth range (m)	Thalweg length (m)	Canyon length (km)	Sinuosity	WFH(max) (m)	EFH(max) (m)	FsAH (m)	AW(max) (m)	W/H	Vol. (km <sup>3</sup> )
<b>CC-CANYON</b>	120	120-1850	106	91	1.16	339 (830)	279 (513)	309	6405 (13856)	30	-
<b>CC-INCISION</b>		640-1650	-	-	-	-	-	100 (range 150-35)	1400 (range 1800-950)	-	2.28
<b>LD-CANYON</b>	124	110-1850	105	89	1.18	407 (788)	435 (768)	416	8134 (13278)	27	-
<b>LD-INCISION</b>		500-1700	-	-	-	-	-	150 (range 240-60)	1800 (range 2400-1100)	-	6.20
<b>PR-CANYON</b>	136	124-1340	42	36	1.16	235(393)	181 (345)	208	3369 (5609)	22	-
<b>BC2-CANYON</b>	150	110-1690	68	62	1.09	361(895?)	269 (828)	315	4685 (7300)	22	-
<b>BC2-INCISION</b>		110-1700	-	-	-	-	-	50 (range 80-10)	900 (range 1400-500)	-	-
<b>HR2-CANYON</b>	159	110-470	7.2	7	1.3	132 (231)	154 (420)	143	2435 (3035)	21	-
<b>HR3-CANYON</b>	158	110-767	23	20	1.1	285 (770)	308 (770)	297	4545 (6652)	22	-
<b>HR2and3-INCISION</b>		110-1800	-	-	-	-	-	40 (range 20-100)	700 (range 1200-450)		2.02
<b>HR4-CANYON</b>	148	130-1913	64	53	1.20	265 (425)	345 (670)	298	10829 (6200)	23	-
<b>ST1-CANYON</b>	-	154-1057	15	12	1.22	338 (720)	224 (457)	323	5554 (7184)	24	-
<b>ST2-CANYON</b>	150	158-2116	88	74	1.18	626 (1065)	299 (620)	470	6423 (9442)	18	-

Table 1, Baztan et al.





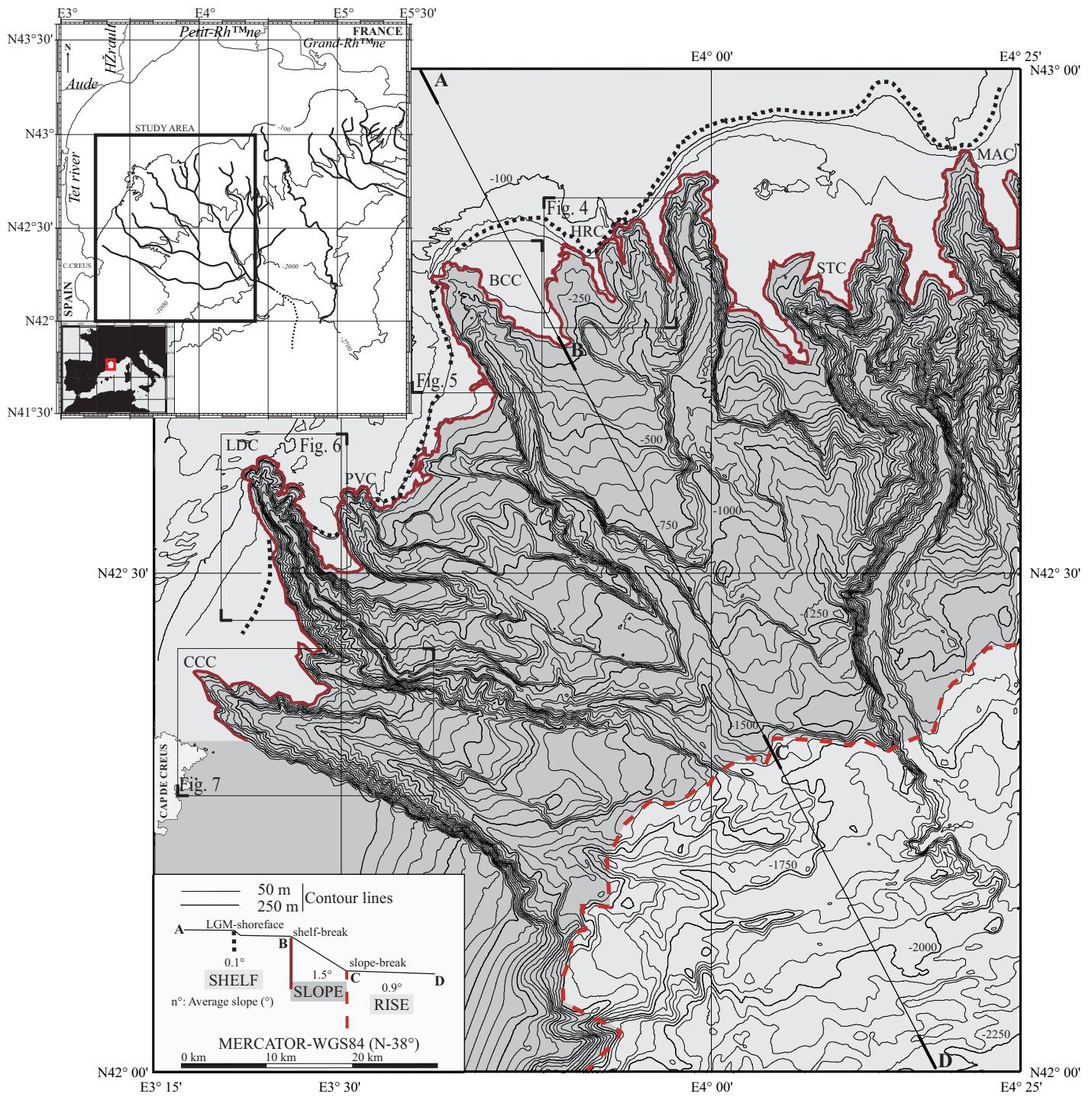


Figure 1, Baztan et al.



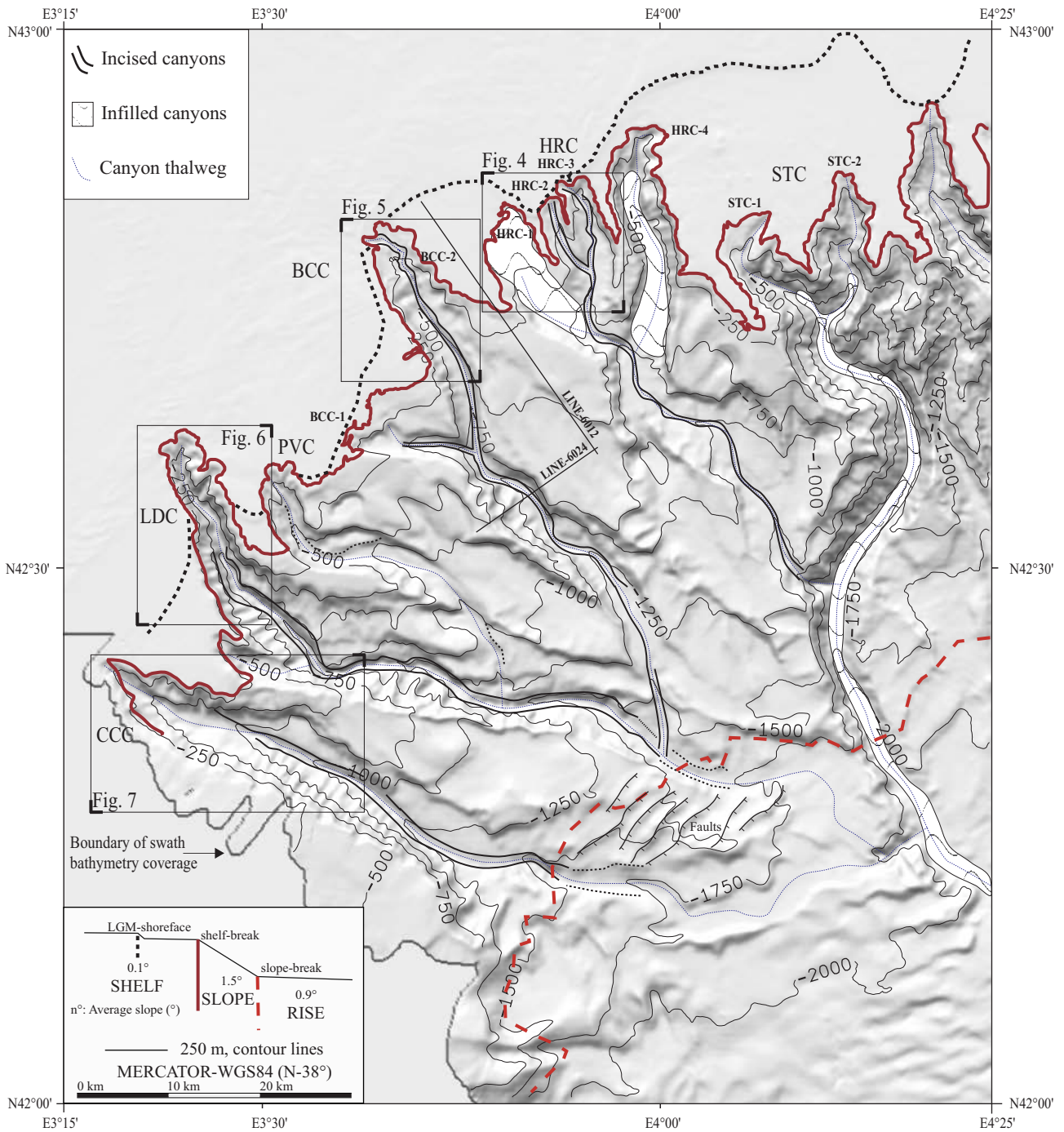


Figure 2, Baztan et al.





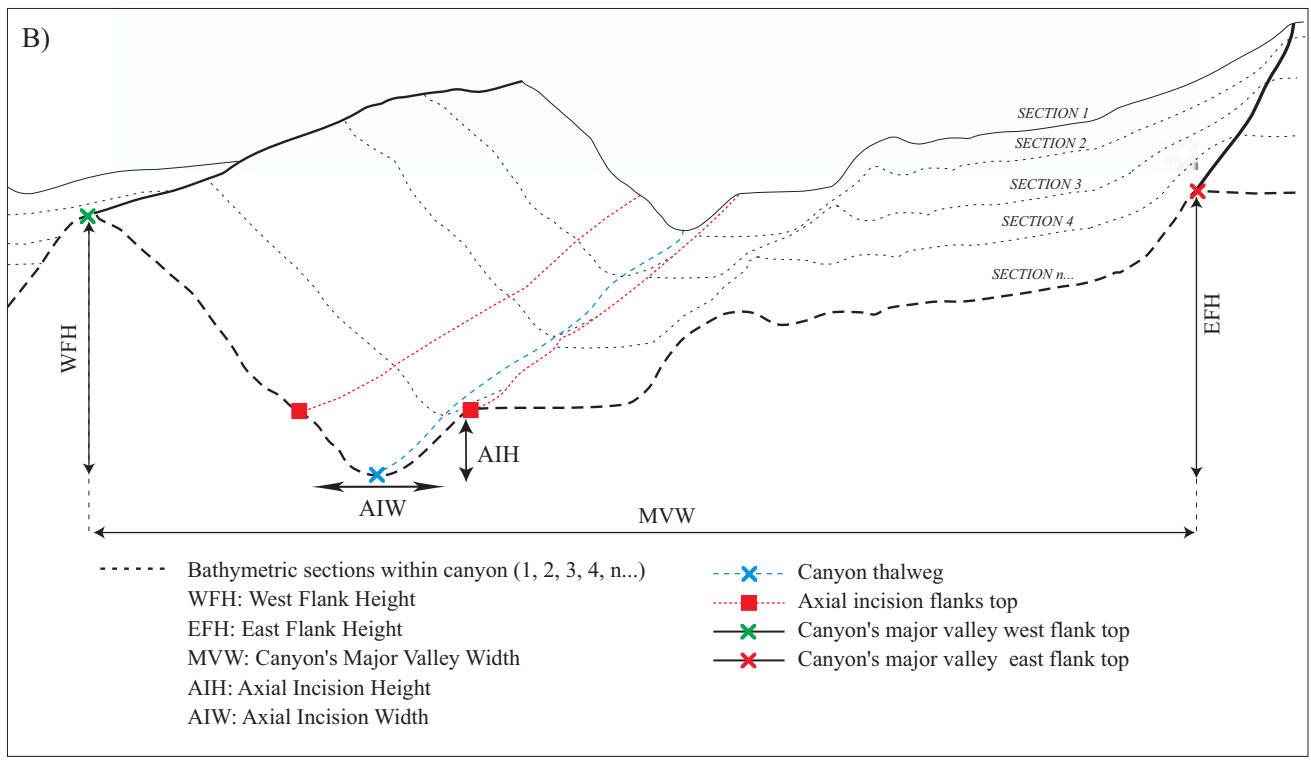
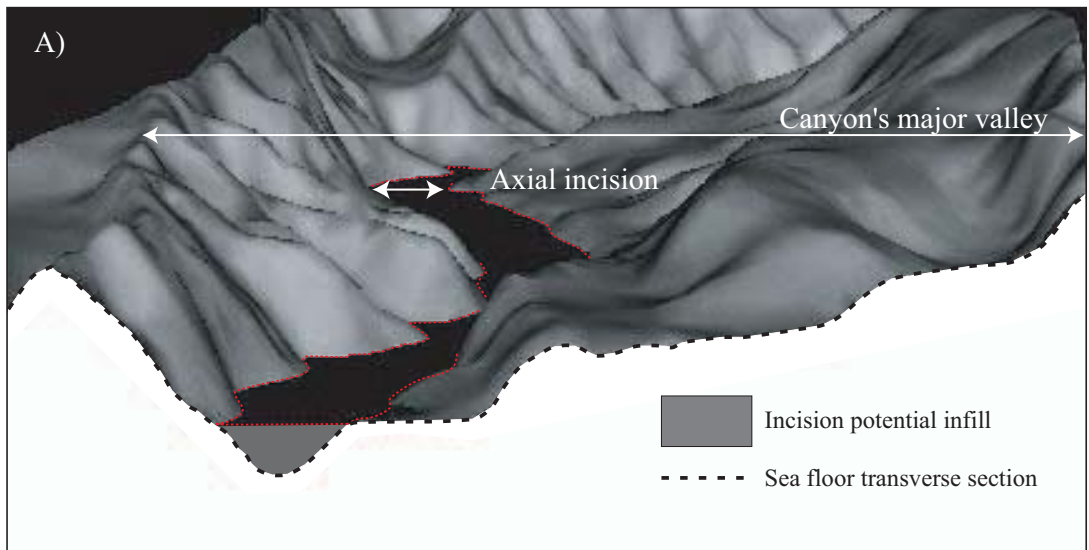


Figure 3, Baztan et al.



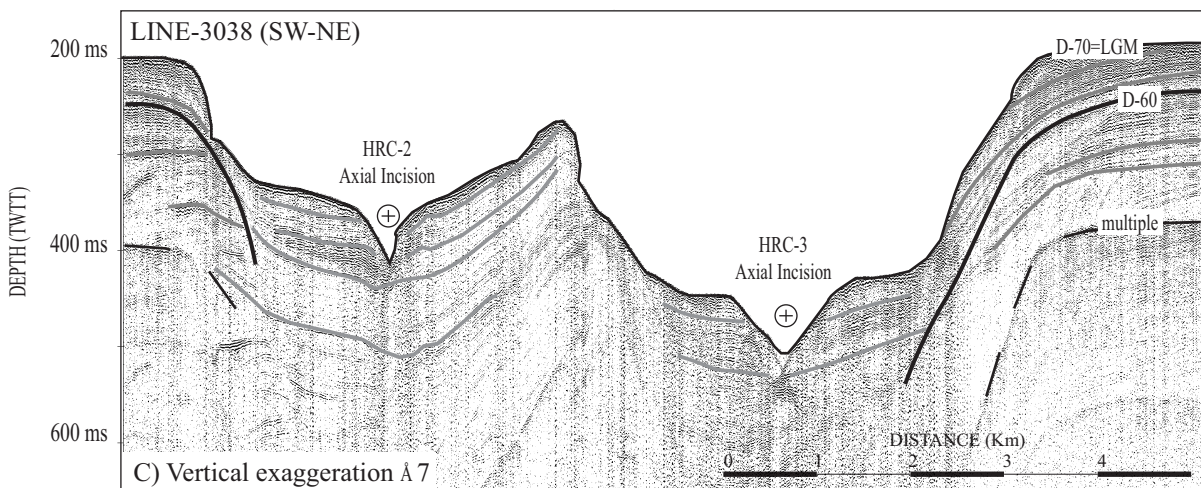
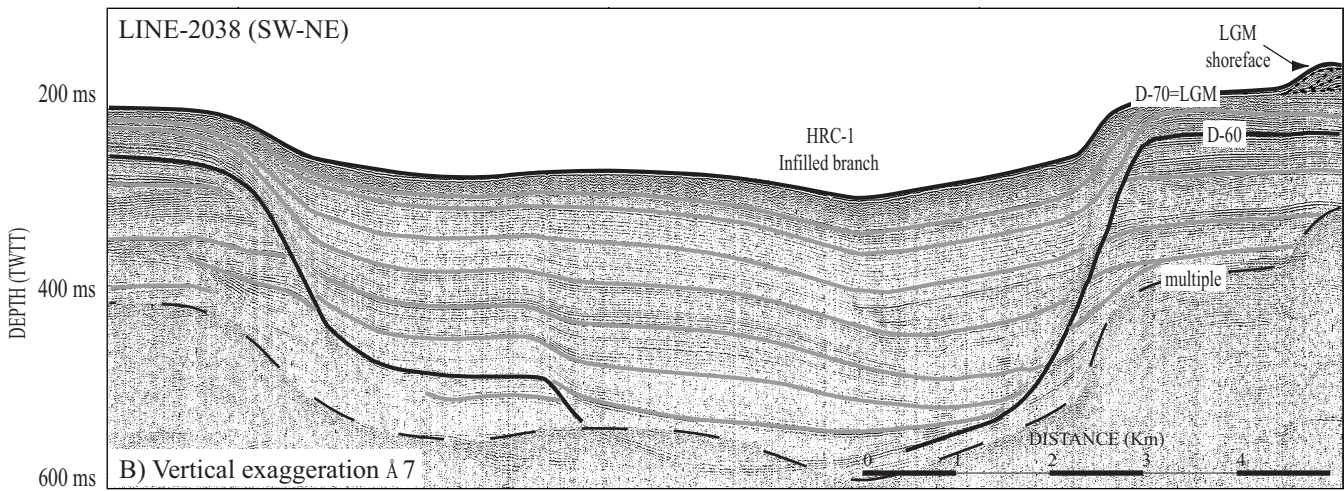
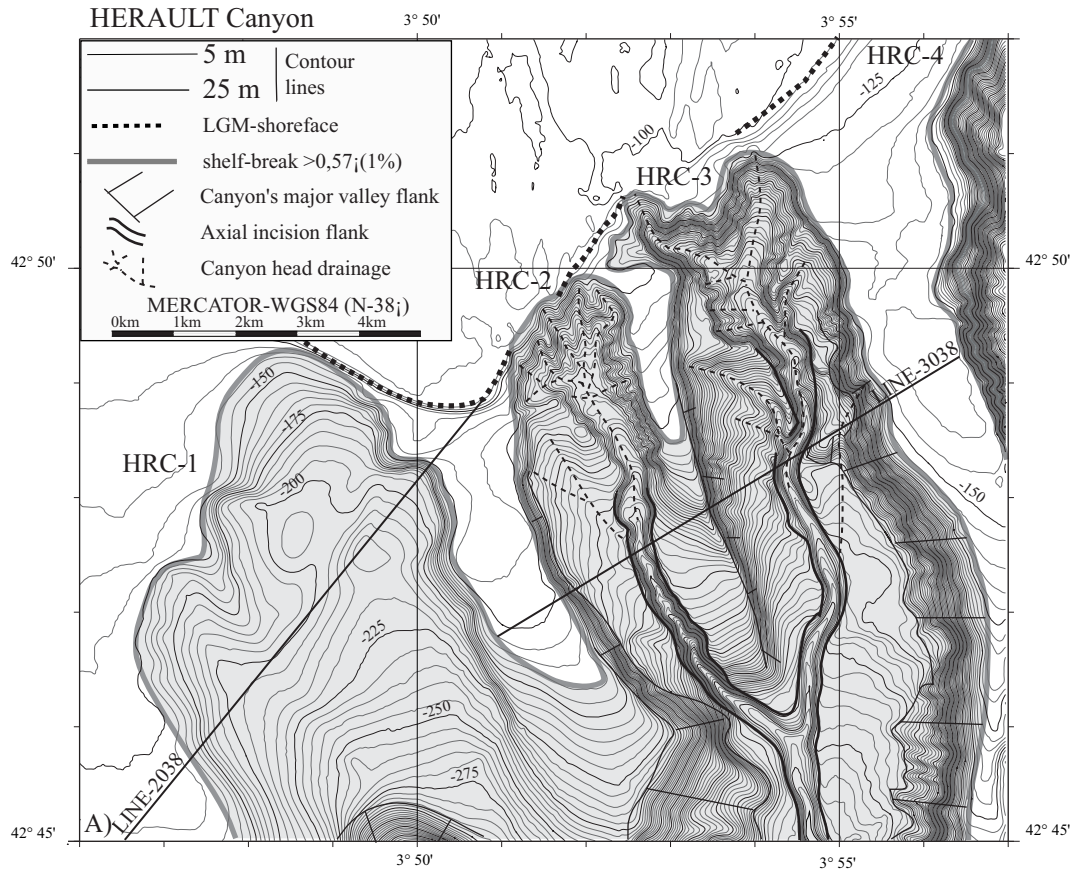


Figure 4, Baztan et al.





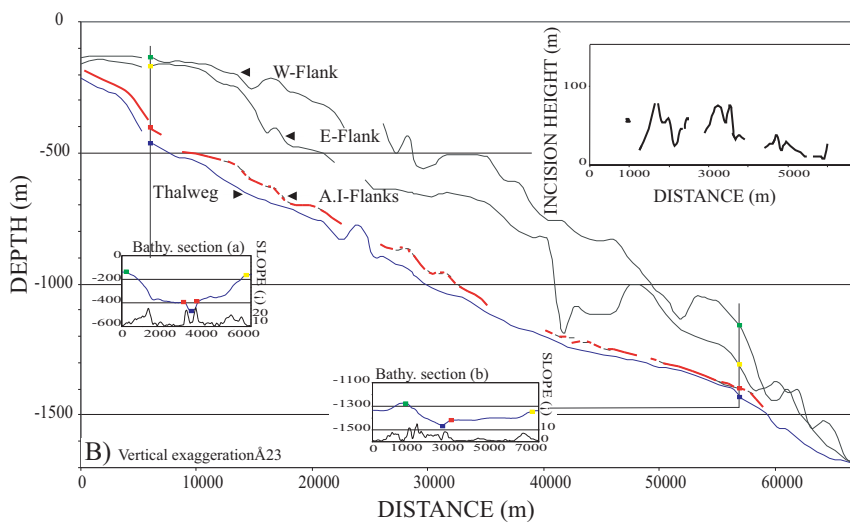
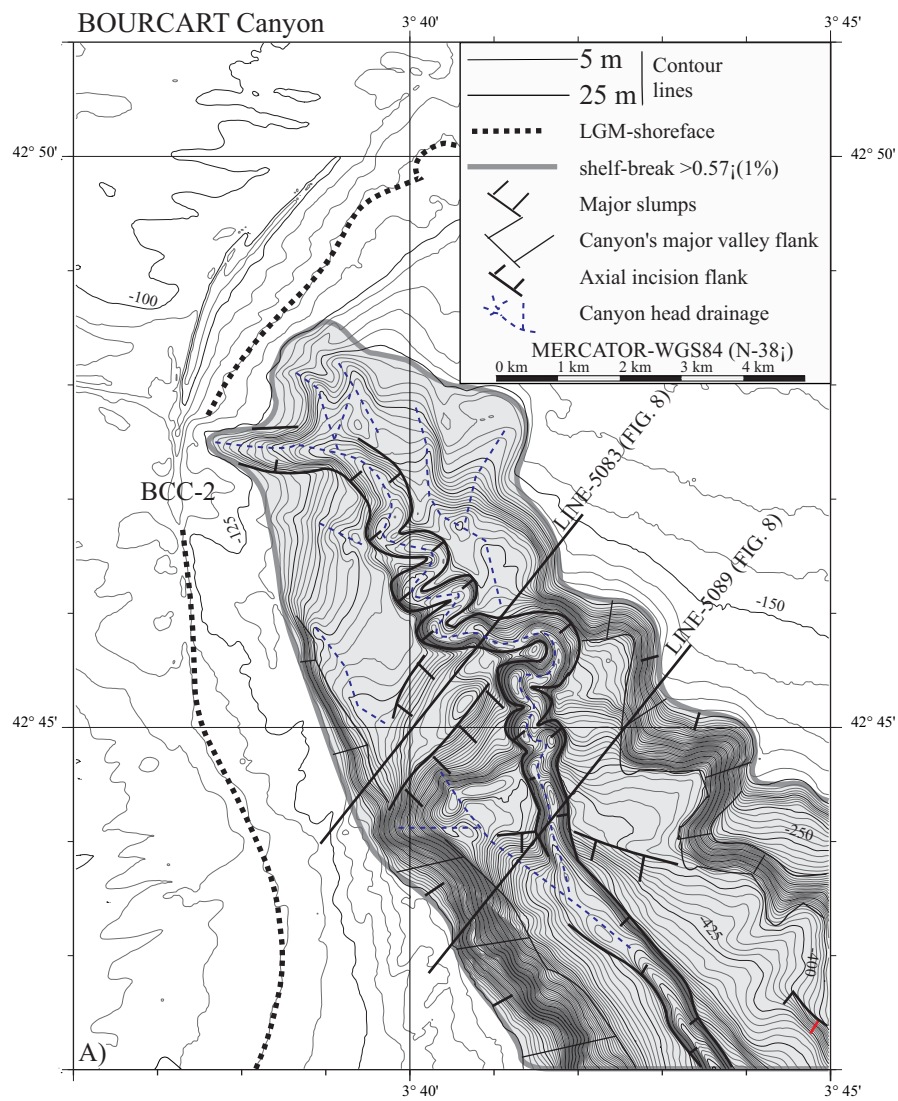


Figure 5, Baztan et al.



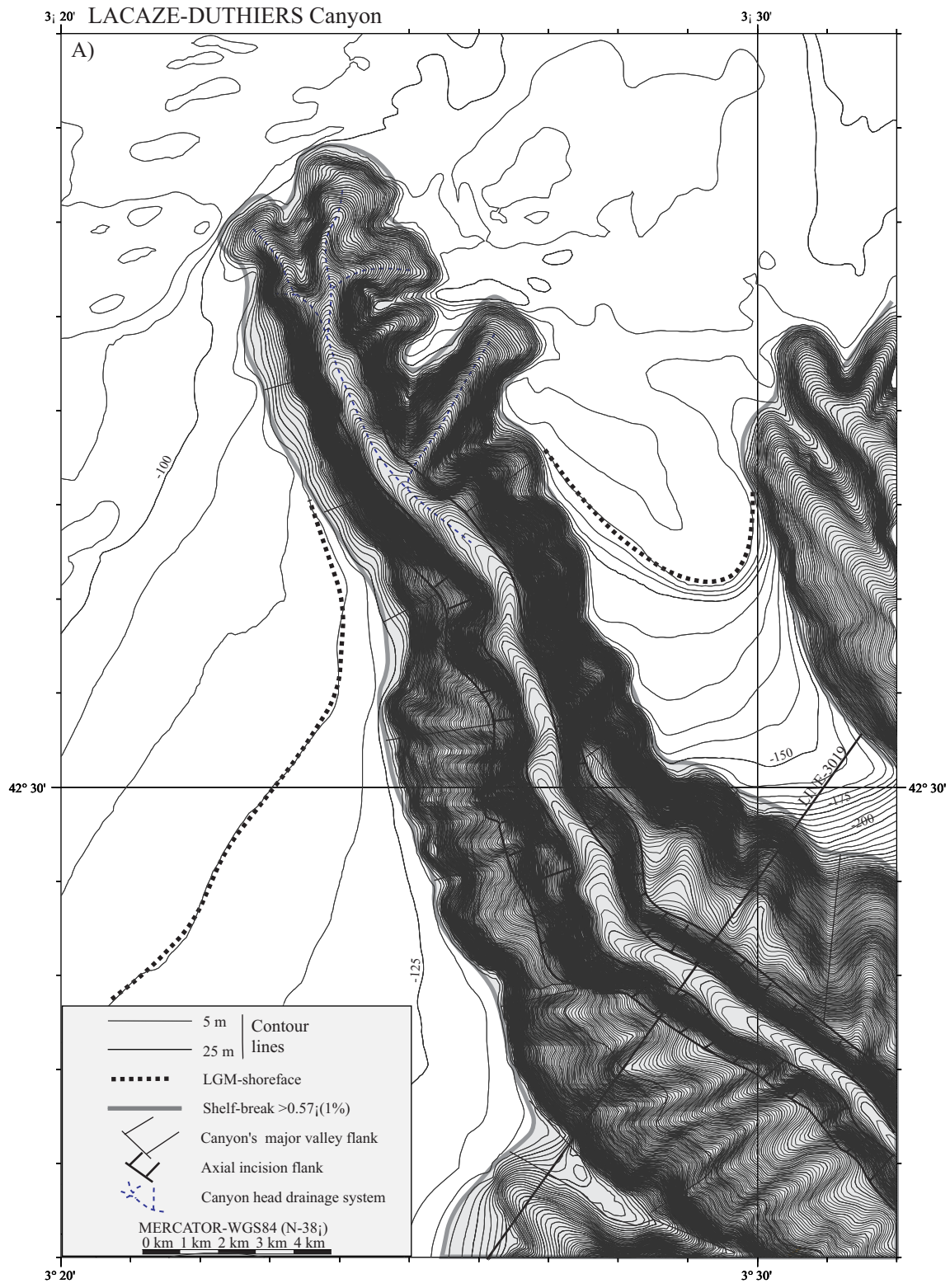


Figure 6-A, Baztan et al.





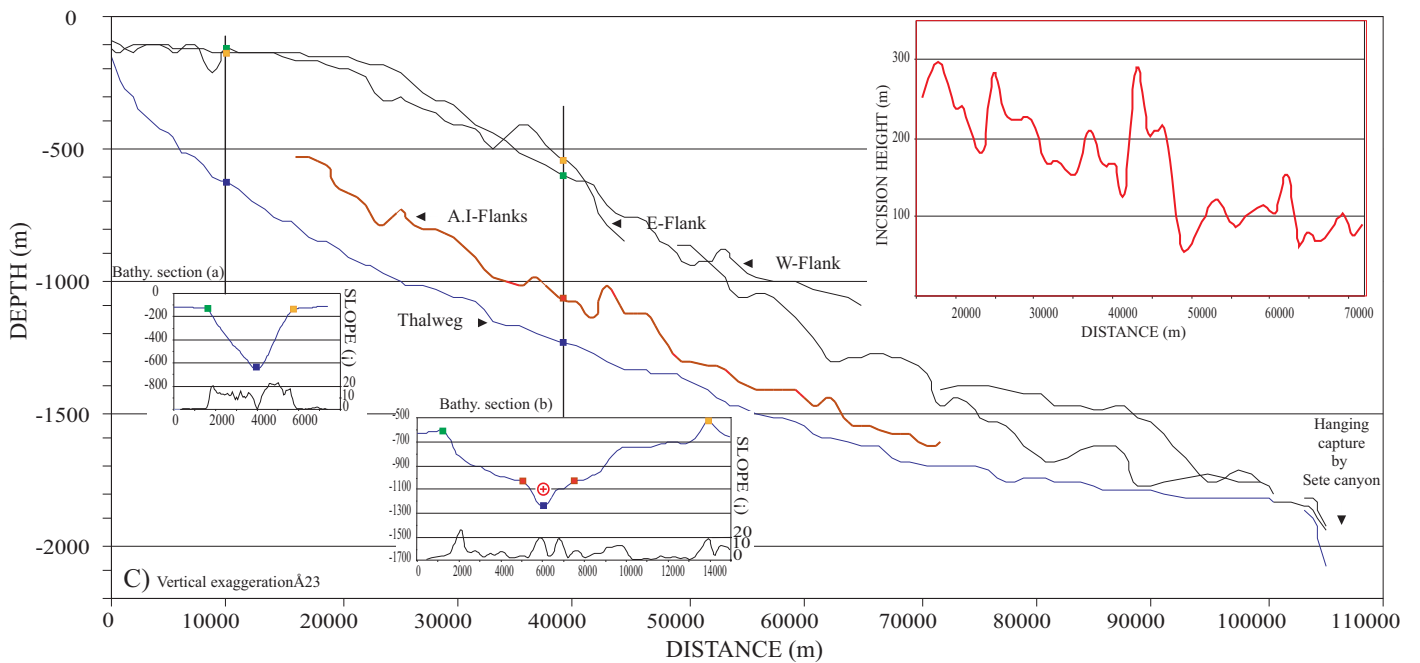
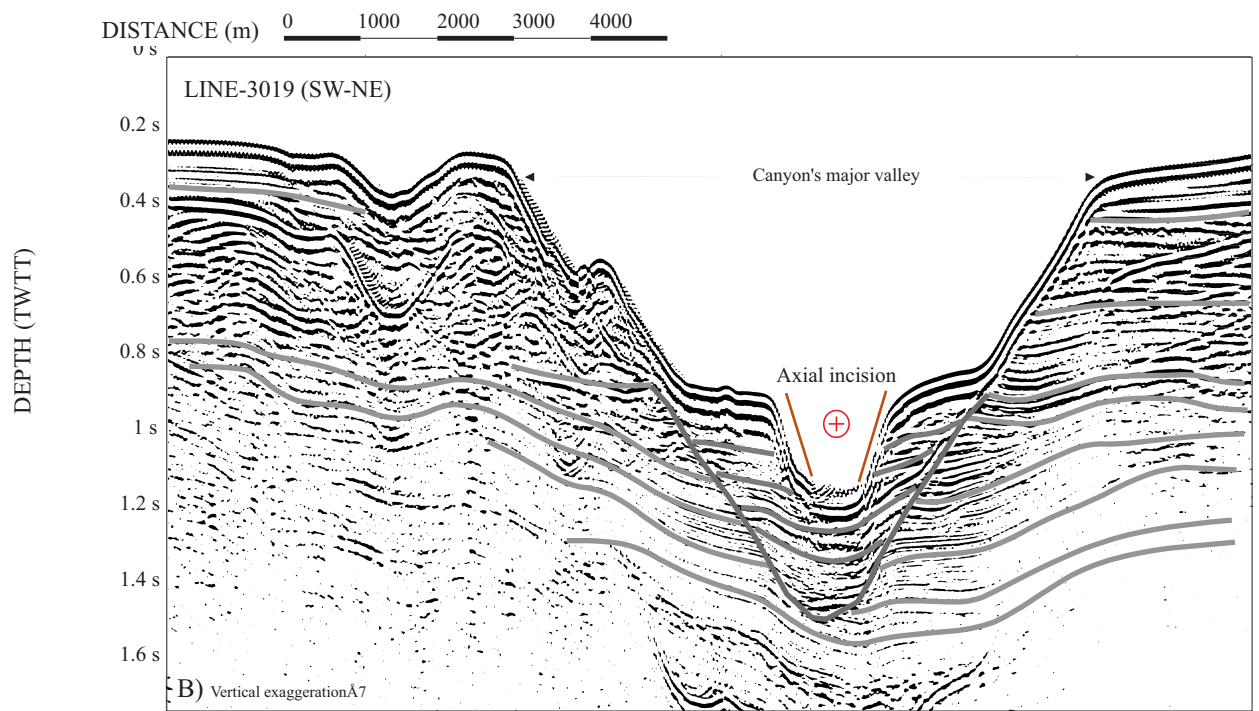


Figure 6-B and 6-C, Baztan et al.



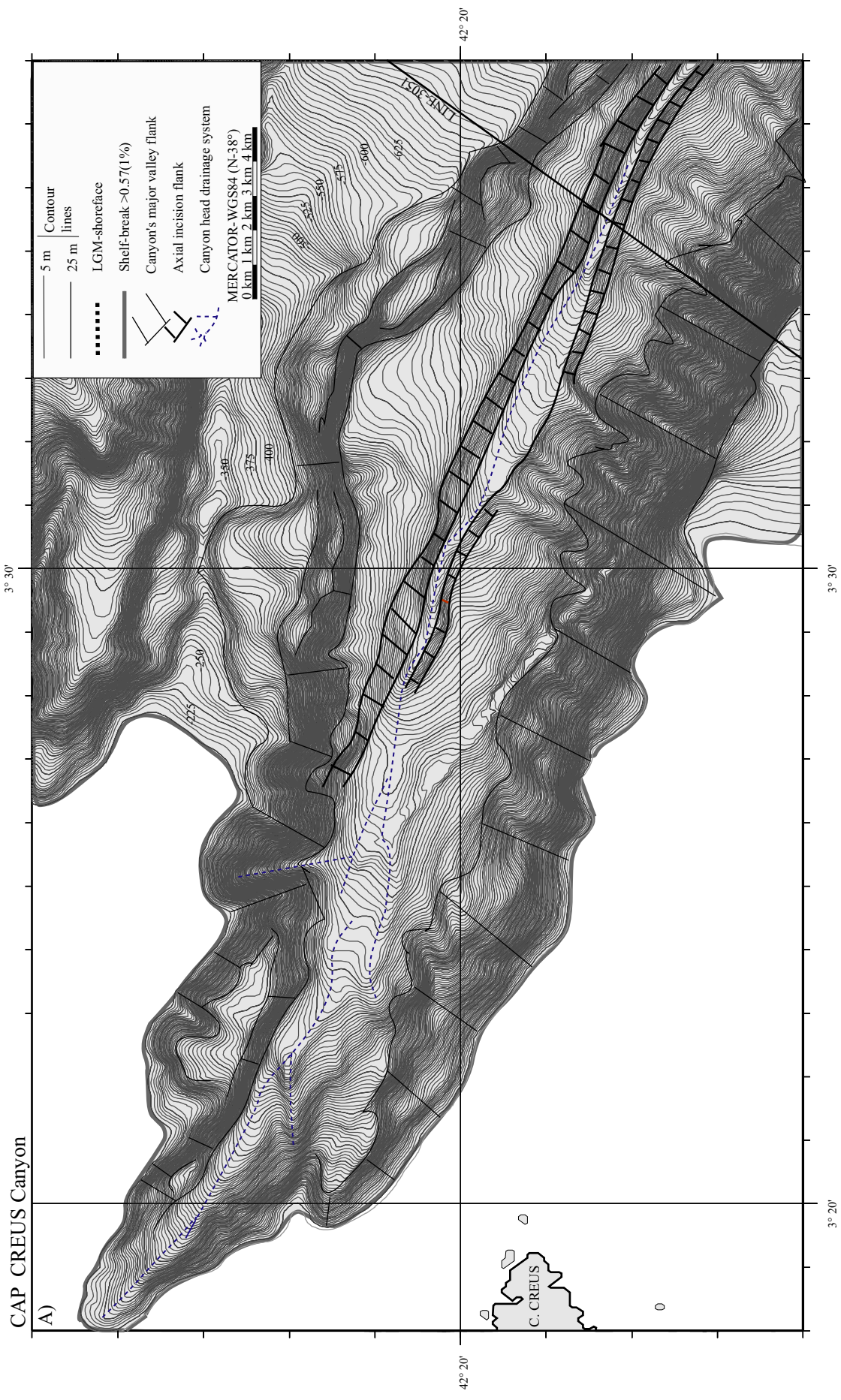


Figure 7A, Baztian et al.





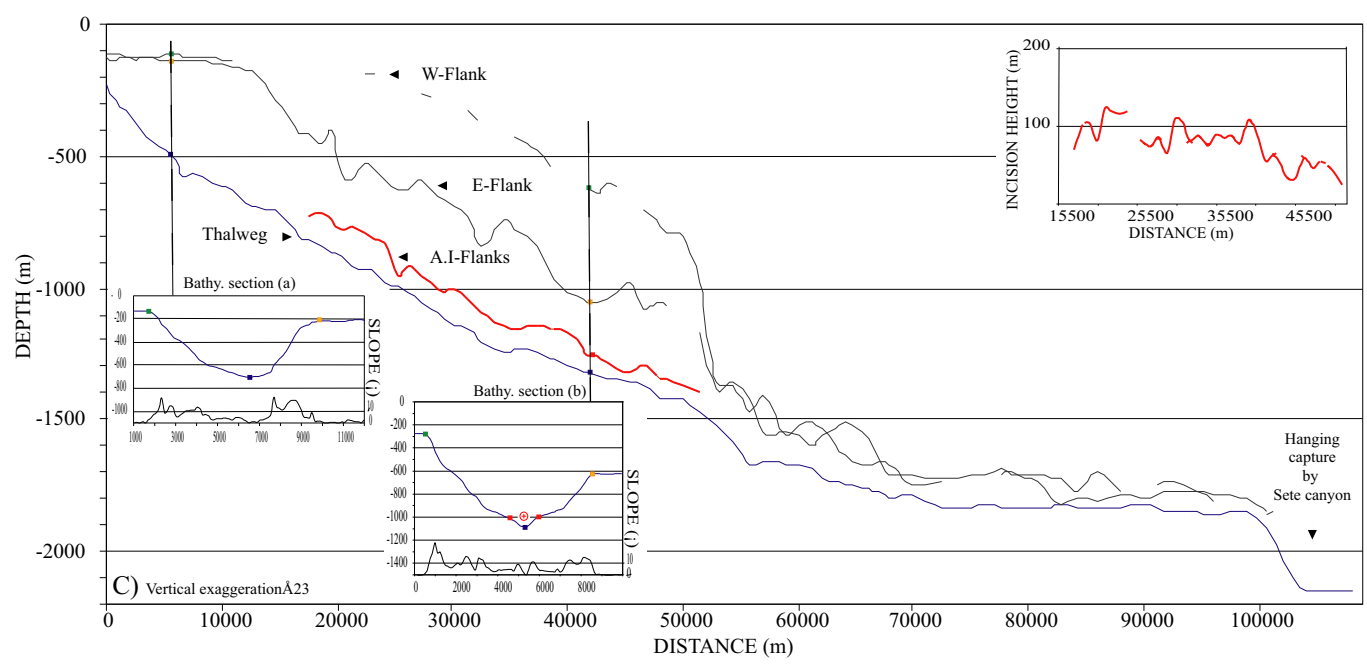
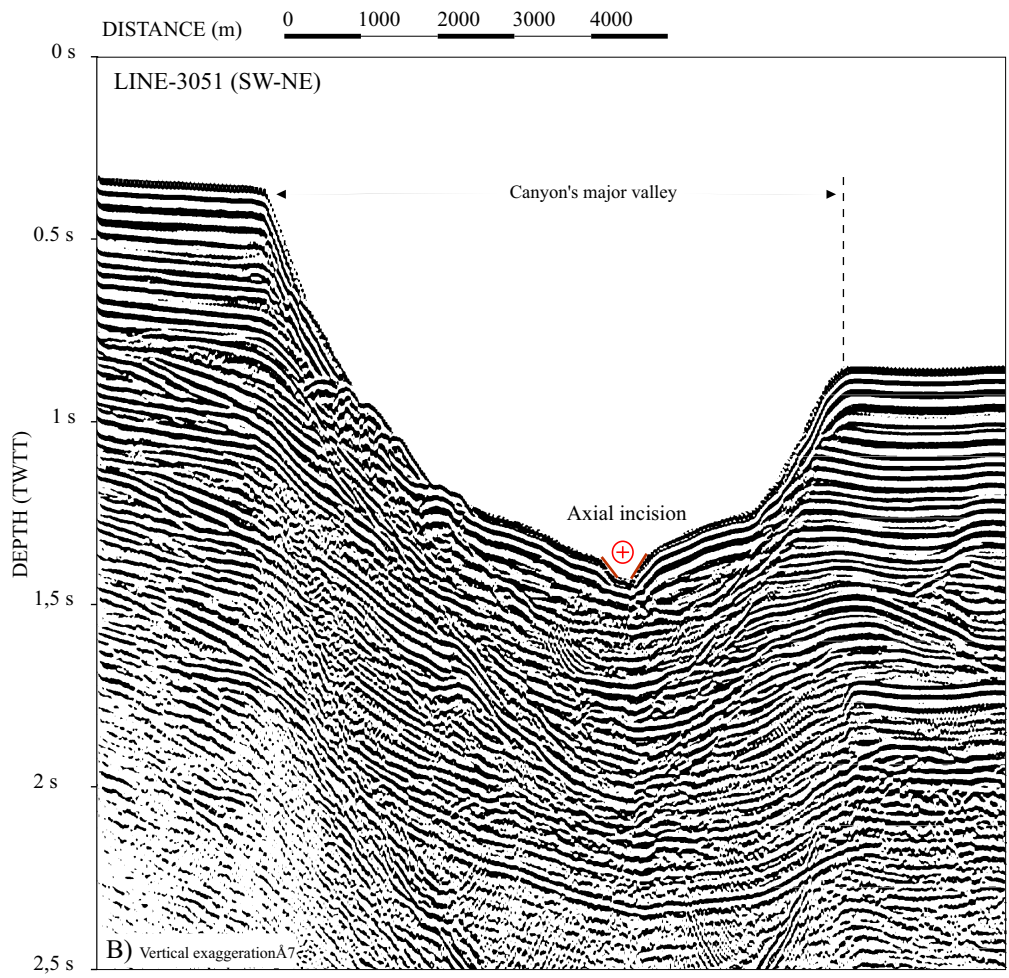


Figure 7-B and 7-C, Baztan et al.



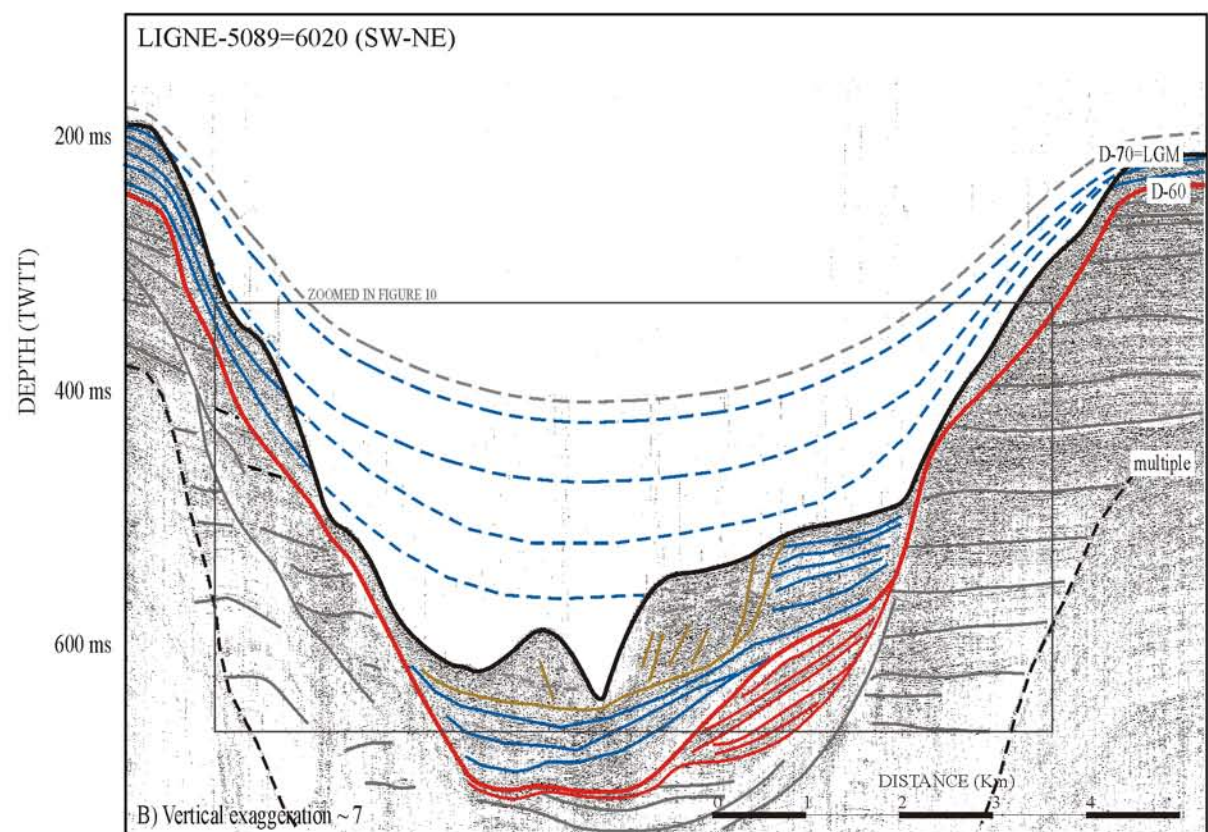
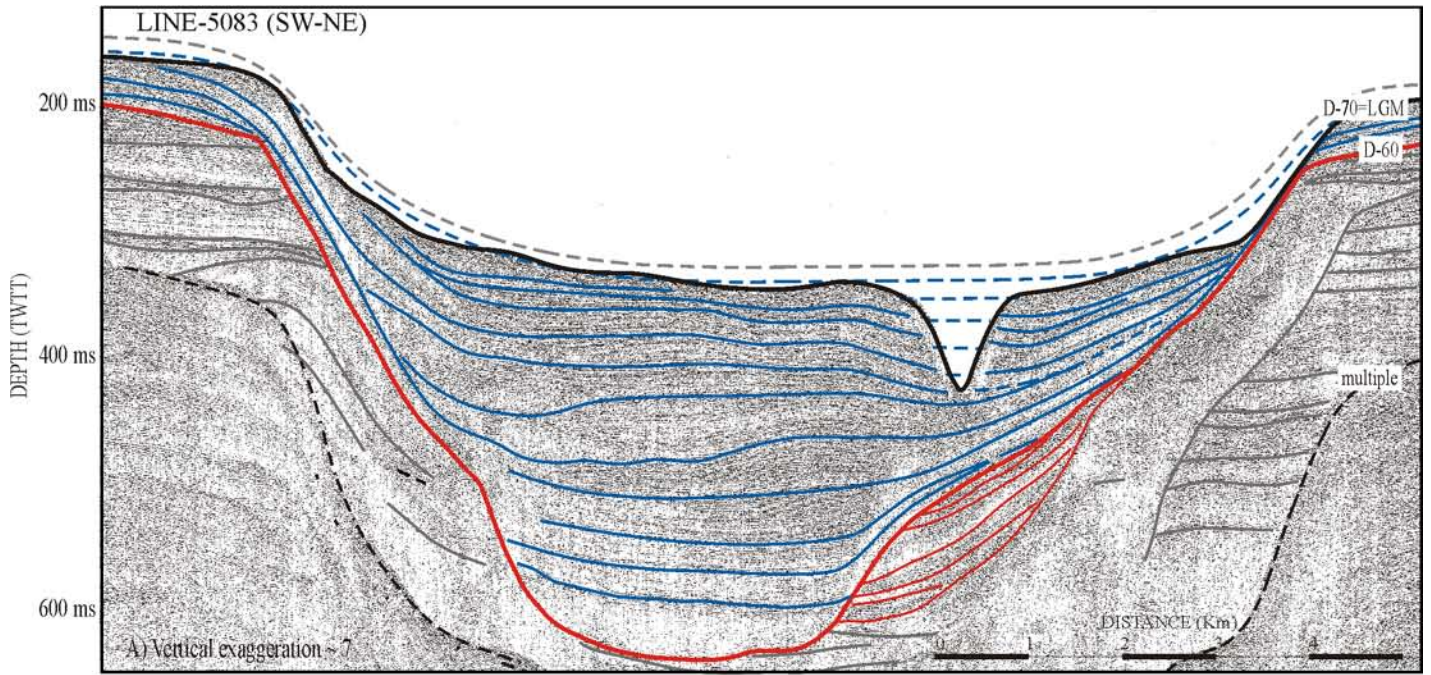


Figure 8, Baztan et al.





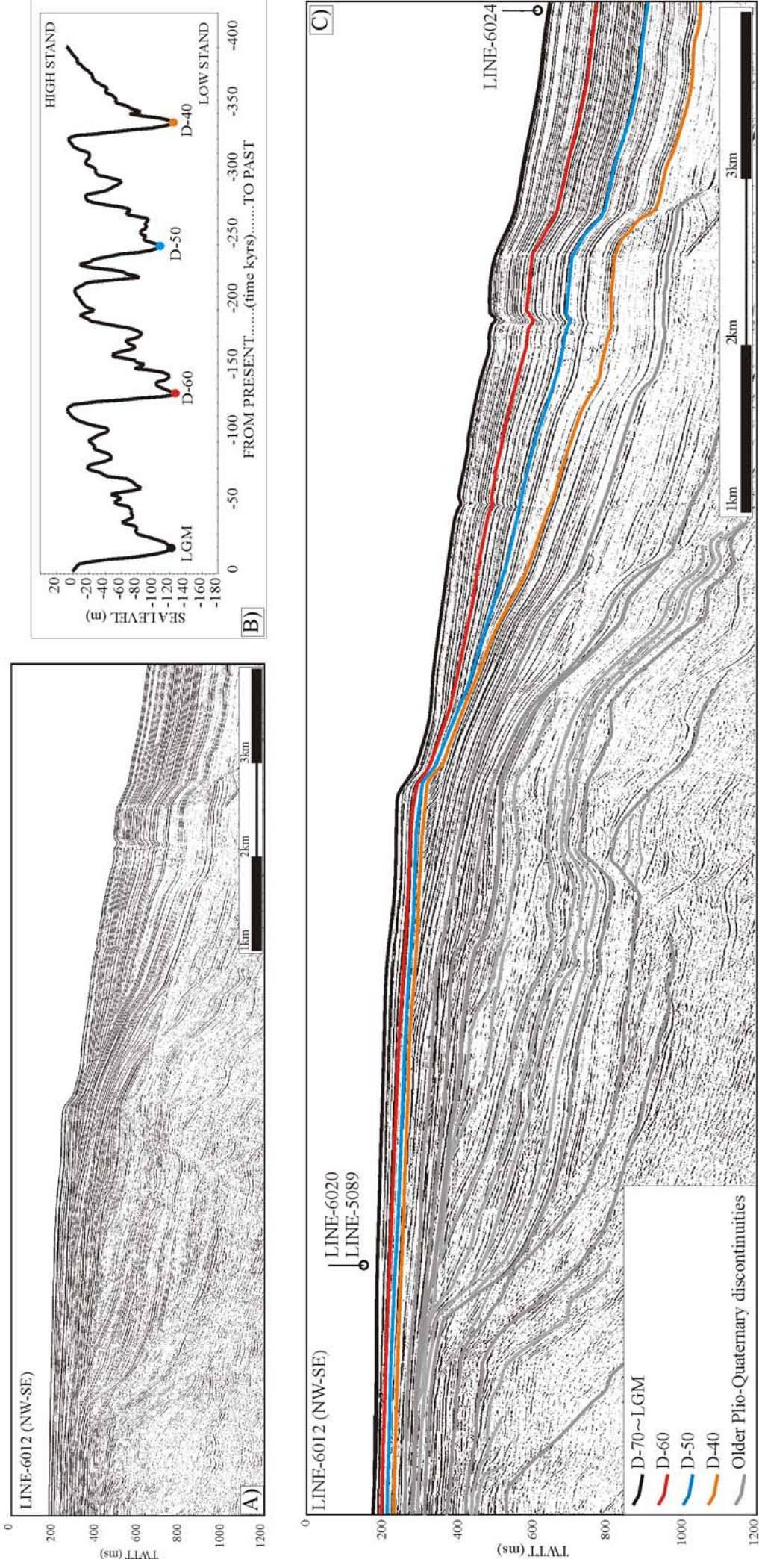


Figure 9, Baztan et al.





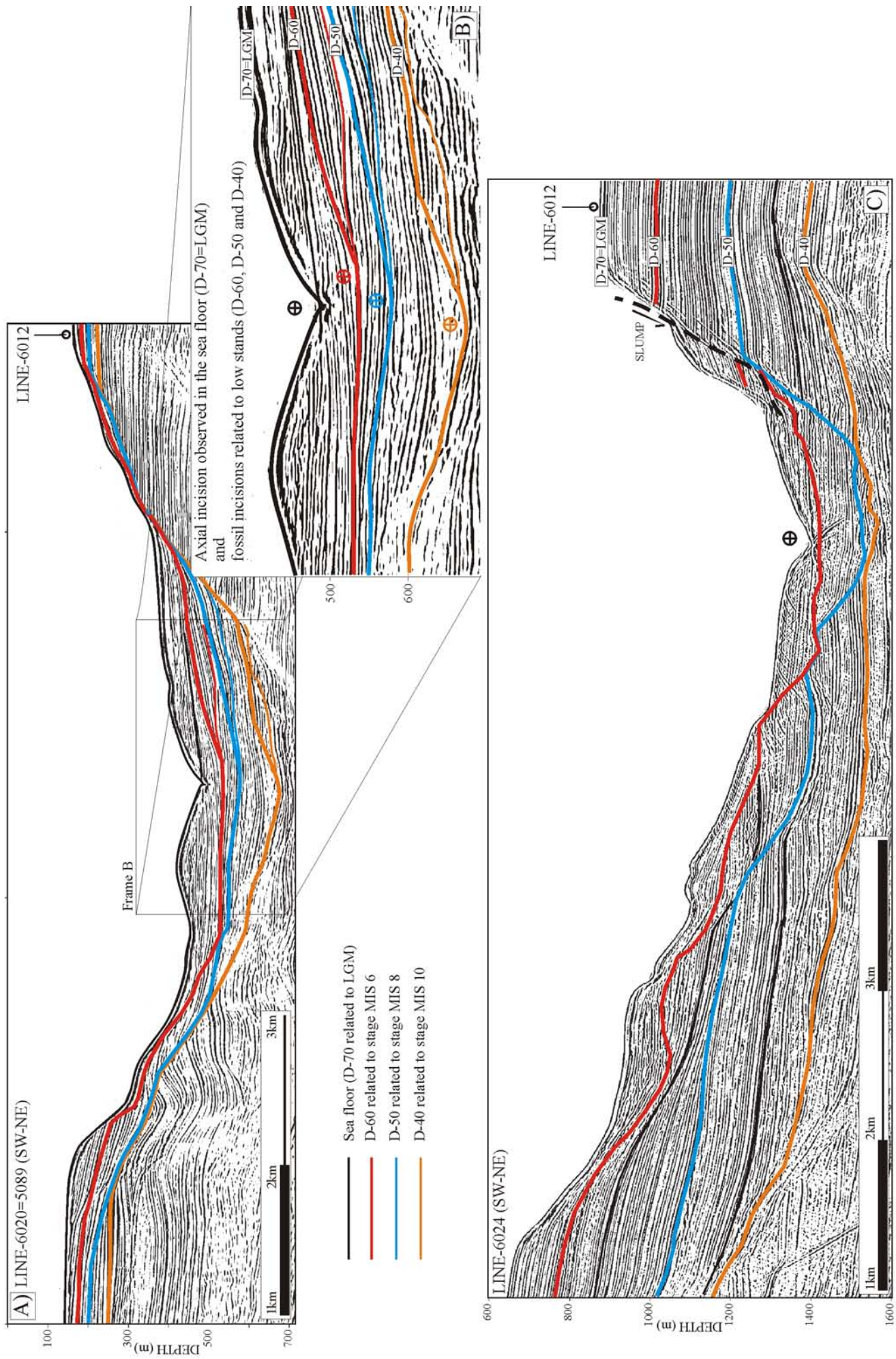
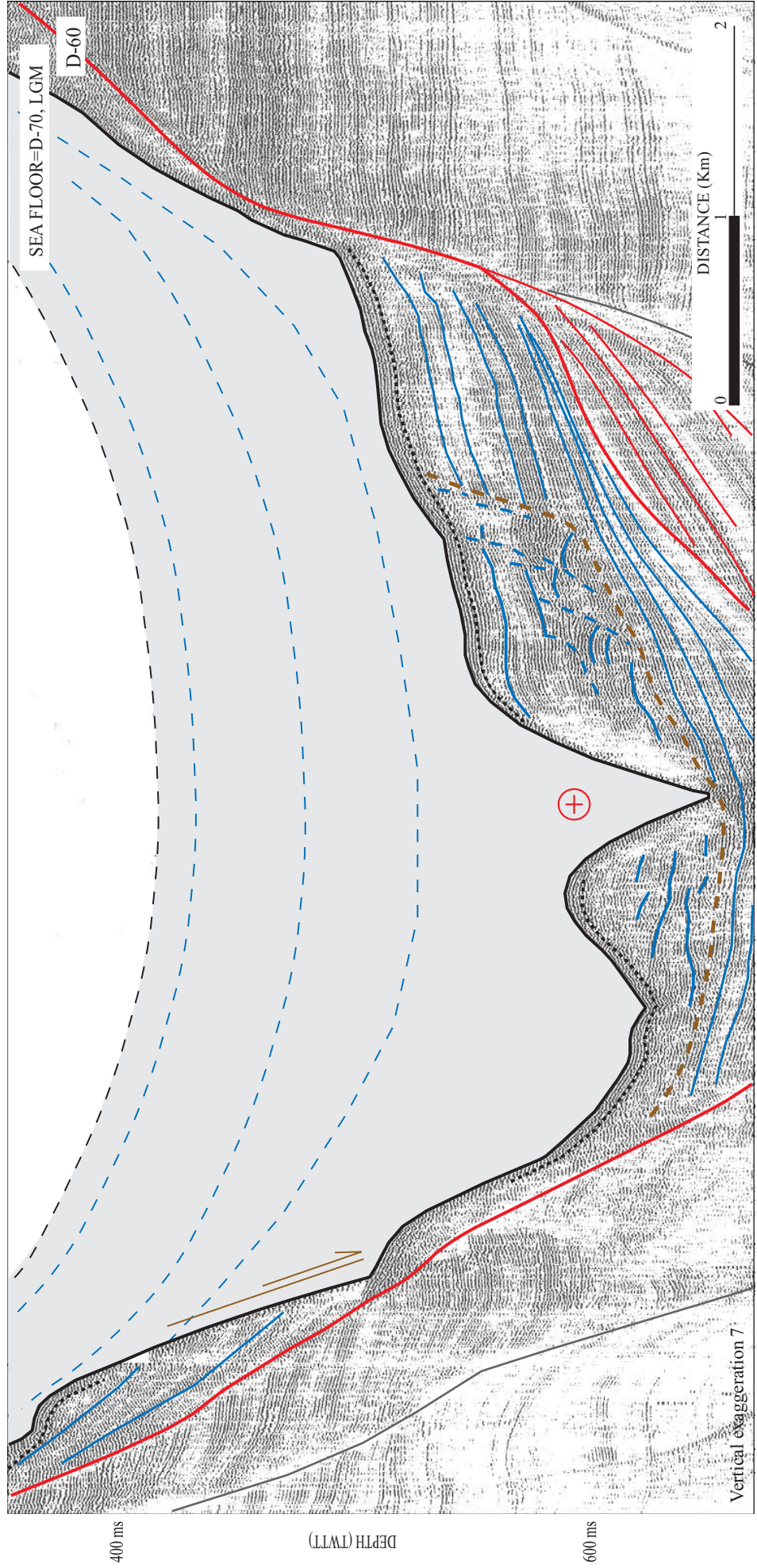


Figure 10, Baztan et al.





DETAIL OF FIGURE 8



LEGEND

- POST-LGM SEDIMENTS
- LGM AXIAL INCISION
- SLUMP SCAR

- PRE-LGM (POST D-60) NON PERTURBED SEDIMENTS
- PRE-LGM (POST D-60) PERTURBED SEDIMENTS
- POST D-60 ERODED SEDIMENTS

THE ROLE OF THE AXIAL INCISION

- EROSION
- STRETCH
- TRIGGER OF SLUMPS
- DOWNSLOPE TRANSPORT
- DEEPENING AND WIDENING OF THE CANYON'S MAJOR VALLEY

Figure 11, Baztan et al.



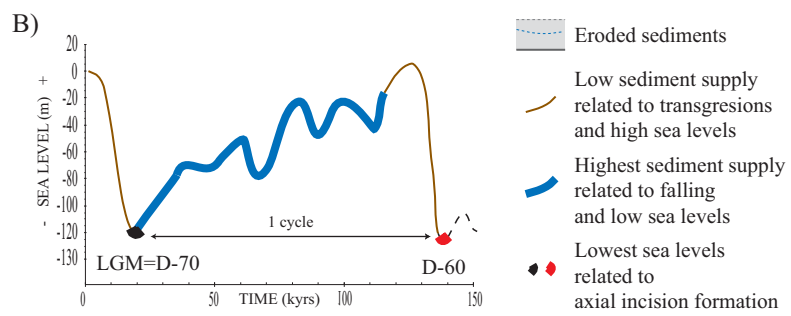
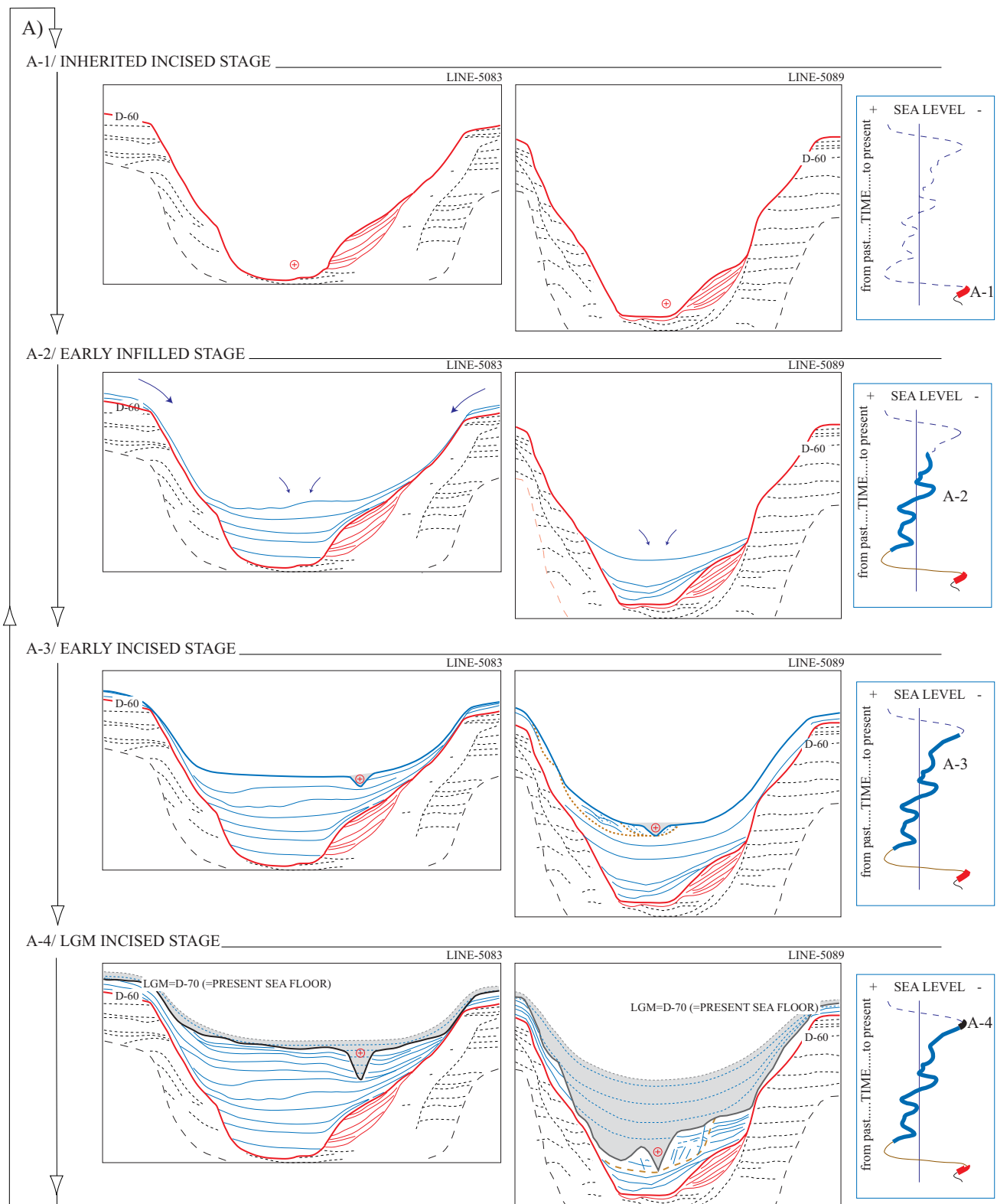
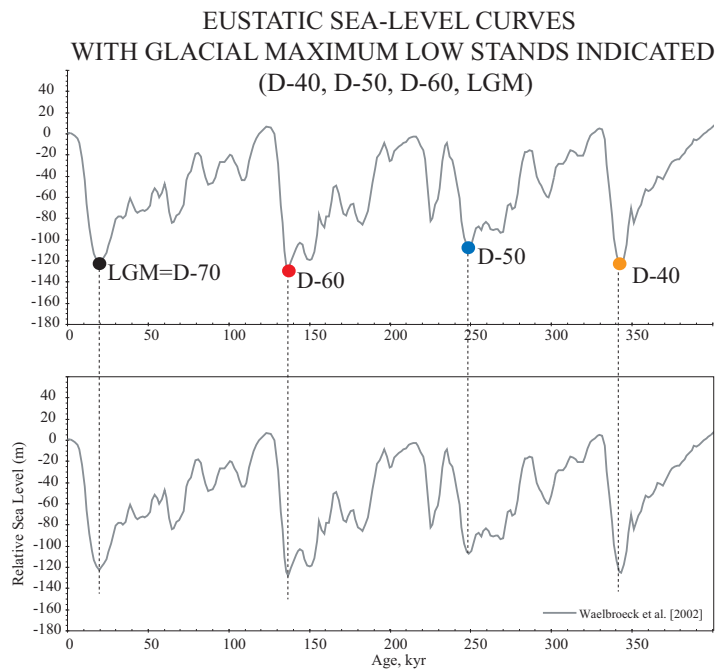


Figure 12, Baztan et al.





A)



MIDDLE CANYON HISTORY (LINE-6024, FROM FIGURE 11-C)

B)

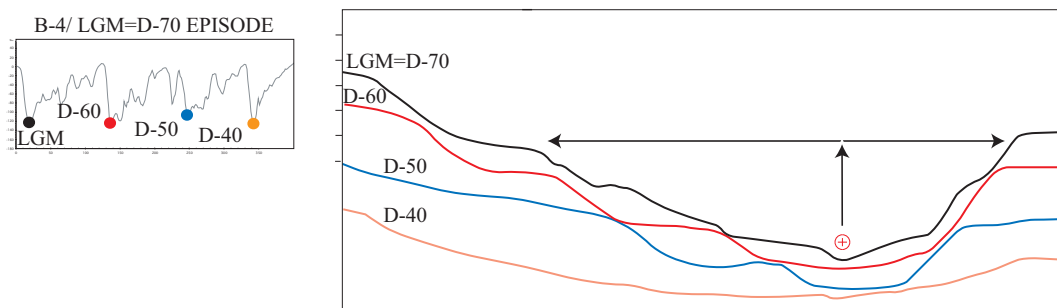
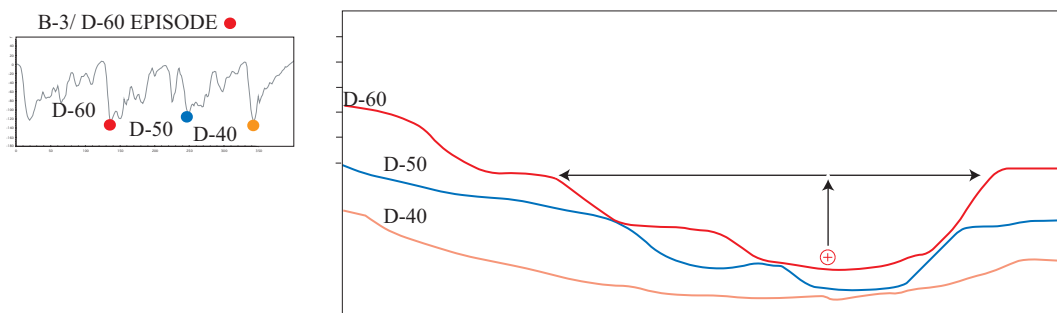
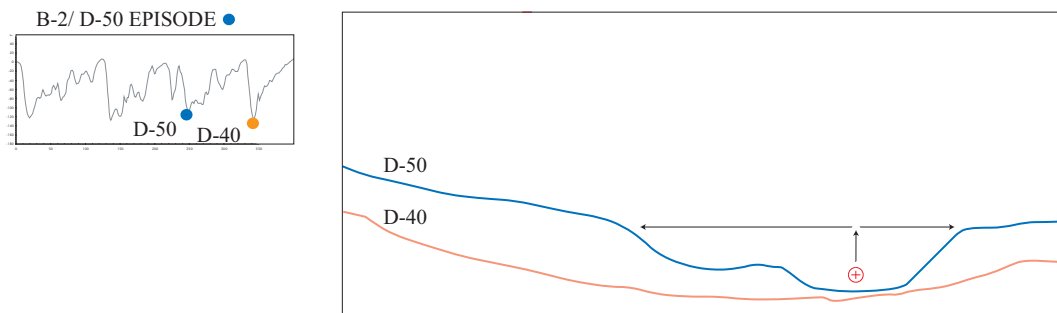
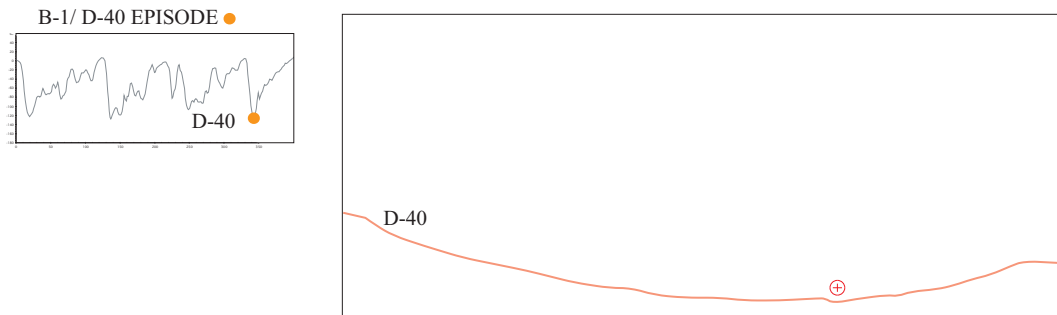


Figure 13, Baztan et al.



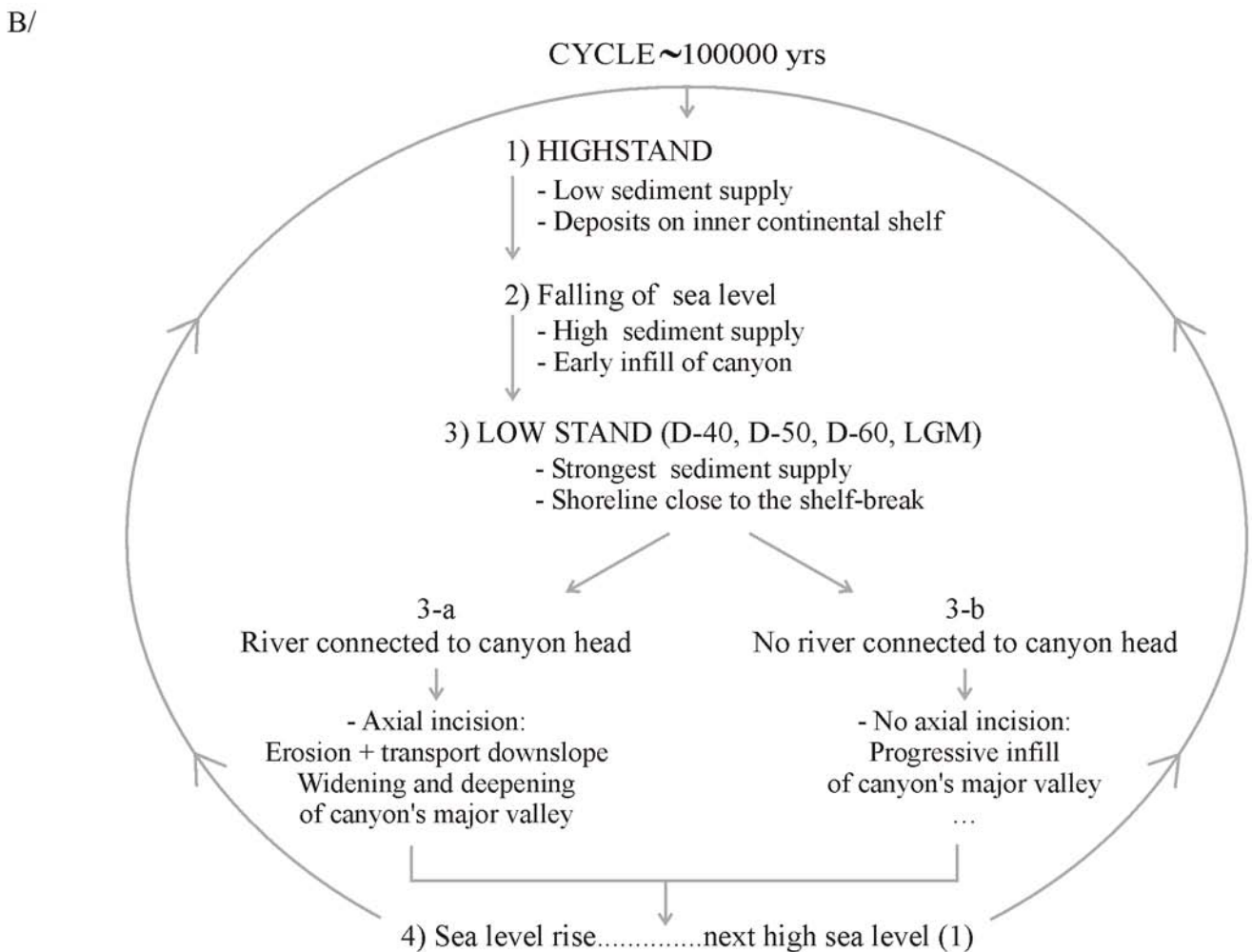
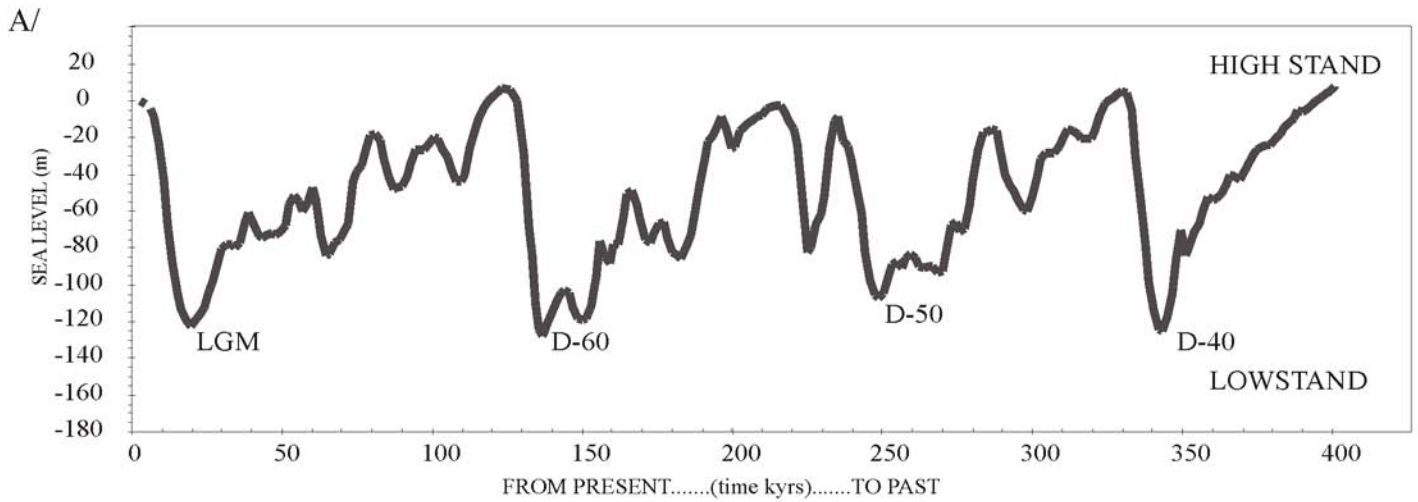


Figure 14, Baztan et al.

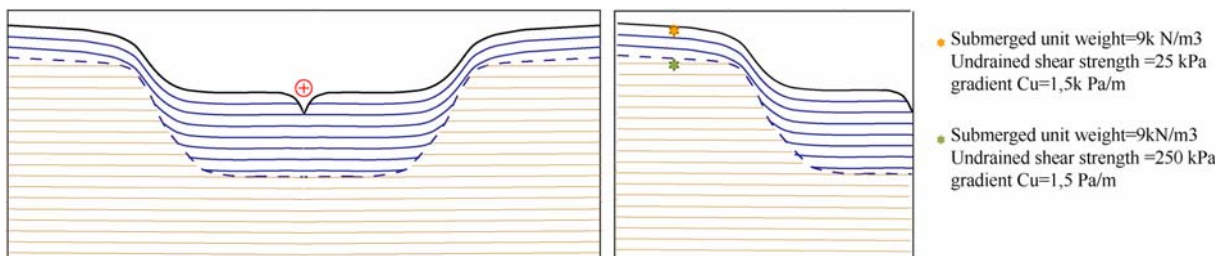




### VI.1.2. Essai de simulation de l'activité de l'incision axiale : étude du facteur de sécurité (FOS)

L'incision axiale est donc l'élément qui permet, par son activité, l'existence des canyons sous-marins. L'étude des propriétés mécaniques, et en particulier le calcul du facteur de sécurité (FOS) à l'aide du logiciel LEA (Sultan *et al.*, 2001) (*cf.* point sur les mesures géotechniques dans le chapitre de données et méthodes), nous permet de tenter de simuler cette activité.

Les calculs pour établir le facteur de sécurité ont été réalisés sur un modèle à deux "ensembles sédimentaires" distincts (Figure VI-1).



West half of the simetric model used for the calculation.

Figure VI-1 : Point de départ - modèle à deux "ensembles sédimentaires" établi à partir du profil sismique5086.

Avec ce modèle établi à partir du profil sismique 5086 nous avons testé deux situations :

- (i) Une première situation dans laquelle le canyon est partiellement rempli et ne présente pas d'incision axiale (cas observé dans la première branche du canyon de l'Hérault).
- (ii) Une deuxième situation dans laquelle le canyon, partiellement rempli, est entaillé par la suite par une incision axiale (cas observé pour les canyons du Cap de Creus, Lacaze-Duthiers, Aude et deux des branches de l'Hérault) .

La figure V-2 présente les simulations de comportement des deux ensembles sédimentaires pour chacune des situations.

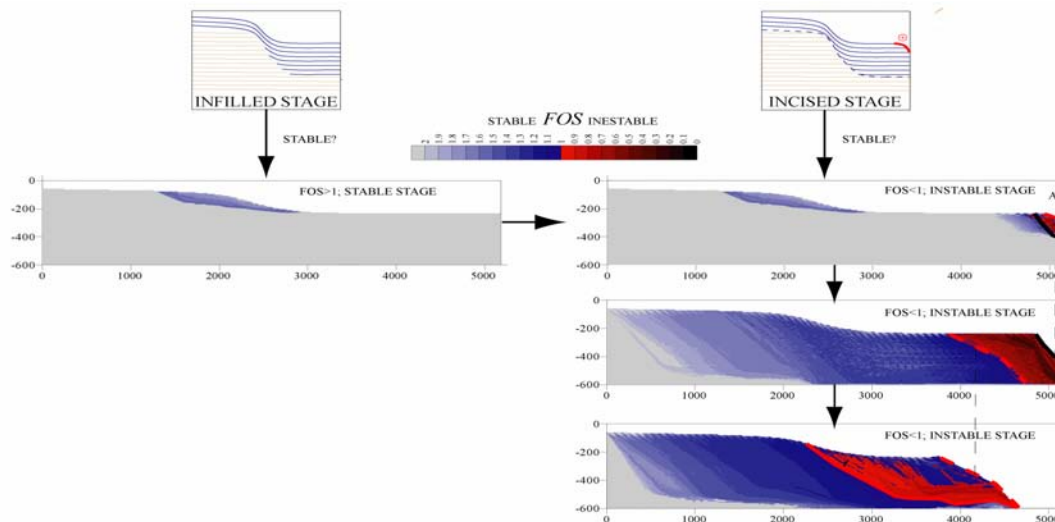


Figure VI-2 : Résultat des calculs successifs pour établir la nouvelle surface à partir du facteur de sécurité. Noter comment les flancs majeurs du canyon deviennent progressivement instables dans le cas du canyon incisé.

On constate que **le remplissage reste stable s'il n'y a pas d'incision axiale.**

Par contre, **l'activité de l'incision axiale, qu'approfondit le canyon, déclenche des glissements successifs qui élargissent progressivement la vallée majeure du canyon.**

Cette simulation confirme que le surcreusement du fond du canyon par une incision axiale de petite dimension peut déstabiliser progressivement le fond jusqu'à attaquer les flancs majeurs du canyon (pendant la période active durant laquelle l'incision axiale garde sa capacité érosive) (Fig. VI-3). Ceci explique pourquoi, dans un contexte de marge continentale passive progradante, où prédomine la sédimentation, il existe des objets érosifs, les canyons sous-marins, dont les dimensions excèdent 5 Km de large et 1 Km de hauteur de flanc.

Les canyons qui ne présentent pas d'incision axiale, quant à eux, sont des canyons en cours de fossilisation, au moins temporairement, ils peuvent redevenir actif si une nouvelle incision axiale se crée ultérieurement.

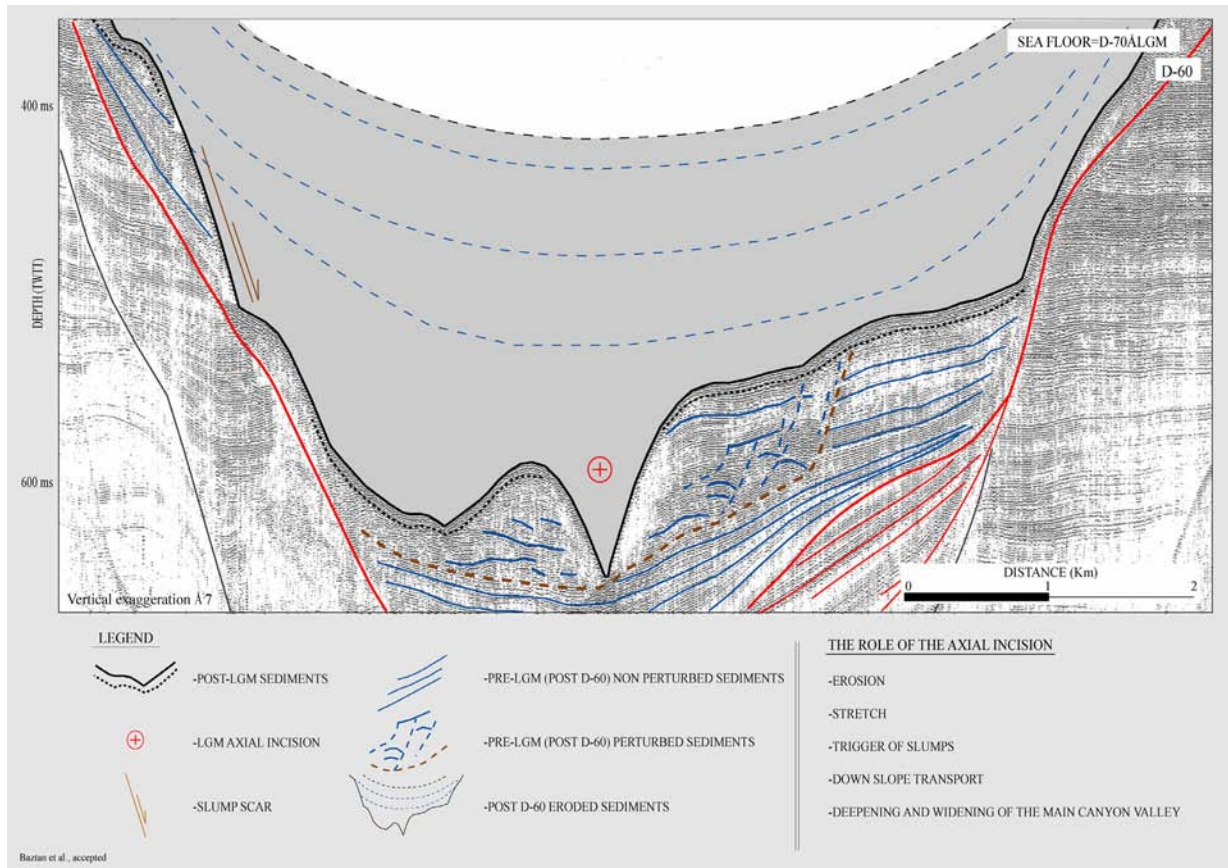


Figure VI-3: L'incision axiale : élément clef pour l'évolution des canyons sous-marins (Baztan et al., 2004).

### VI.1.3. Etude des propriétés mécaniques sur carottes

Deux type d'analyses géotechniques (oedomètre et scissomètre) ont été effectuées, en collaboration avec Nabil Sultan, sur les carottes MAKS-003, MAKS-006, MAKS-012, MAKS-013 et MAKS-014 (cf. chapitre précédent, point sur les carottes). On rappelle que ces carottes se situent sur le flanc oriental du canyon de l'Hérault (branche 4). Les résultats obtenus par les essais oedométriques doivent permettre de déterminer l'épaisseur maximale de sédiment qui a reposé sur les échantillons analysés. Cette épaisseur est calculée à partir de l'incrément du poids volumique du sol et du poids volumique déjaugé, issus de la pression de préconsolidation (Figure VI-4), la densité moyenne de l'échantillon (valeur obtenue de la courbe de densité établie à partir des mesures du banc de mesure multi paramètres) afin établir le poids volumique du sol, le poids volumique de l'eau et la profondeur de l'échantillon dans la carotte.

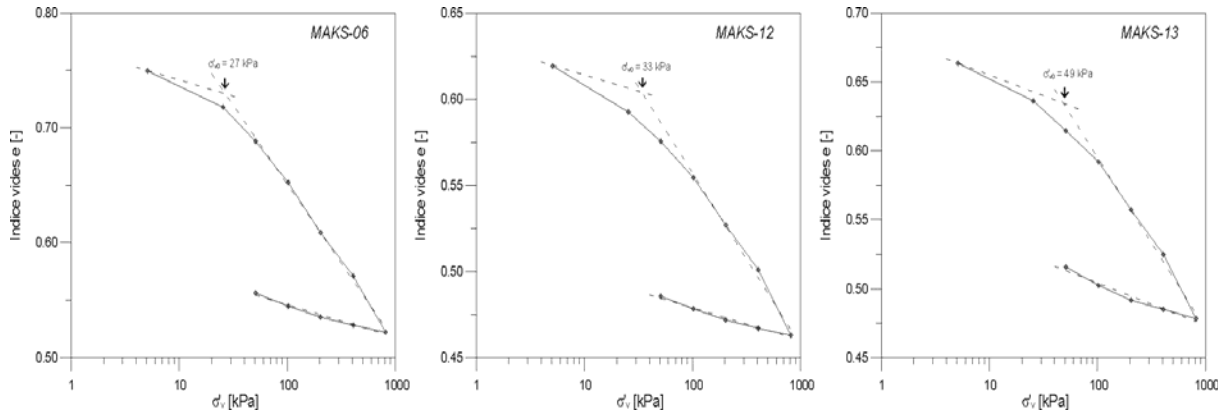


Figure VI-4: Résultats des essais oedométriques : l'indice de vide est présenté en fonction de la charge ce qui permet de déterminer la pression de préconsolidation  $\sigma'V_0$  pour les carottes MAKS-06, MAKS-12 et MAKS-13.

Après les calculs nécessaires (les relations entre les paramètres ainsi que la notation conventionnelle sont présentées dans le chapitre III de données et méthodes), on obtient comme résultats les valeurs présentées dans le tableau V-1.

Carotte	MAKS-06	MAKS-12	MAKS-13
$\sigma'V_0$ (kPa)	27	33	49
$\rho'$ (kN/m <sup>3</sup> )	2.5 (9.5)	2.5 (8.5)	2.5 (6.7)
z (m)	0.95	0.95	0.75
$\Delta\sigma'V$ (kPa)	23.25	29.25	45.25
$\Delta z$ (m)	9.3	11.8	18.1

Tableau V-1:  $\sigma'V_0$  (pression de préconsolidation),  $\rho'$  (poids volumique du sol), z (cote de l'échantillon).

Les résultats montrent :

- d'une part que l'épaisseur ayant recouvert les échantillons augmente avec la profondeur du flanc de canyons
- d'autre part et surtout, que pour aucune de ces trois carottes, l'épaisseur de sédiment ayant recouvert les échantillons n'a pas excédée les 18 mètres.

Ces valeurs montrent :

- qu'en ces trois points, ce canyon n'a jamais été comblé
- que l'érosion y a été progressive au cours du temps (sans grand glissement) puisqu'il n'y a jamais eu de dépôt supérieur à 18m d'épaisseur.

Si ces résultats sont confirmés (il s'agit de mesures sur carottes et non *in situ*), cela montrerait que l'érosion peut être à la fois, dans différents endroits, progressive (comme suggéré ici avec construction progressive du flanc du canyon et érosion régulière du flanc) ou



catastrophique (avec grands glissements induits par l'incision comme observé sur les profils sismiques *cf.* article incision axiale).

## VI-2. Conditions de mise en place de l'incision axiale, courants hyperpycnaux et connexion fluviale

Quelles sont les conditions qui favorisent la mise en place de cette incision axiale qui permet, par son activité, l'évolution du canyon et l'alimentation des systèmes profonds ? Pourquoi trouve-t-on de l'érosion et non pas du dépôt tel qu'on pourrait s'y attendre quand on passe du milieu continental au milieu marin ? Pourquoi se trouve-t-on en face d'un canyon et non pas d'un delta sous-marin ?

La réponse se trouve dans l'évolution des écoulements turbides formés à l'embouchure d'un fleuve : les courants de turbidité hyperpycnaux. Le terme a été défini par Wright *et al.* (1990) : " *a turbidity current formed directly from dense river effluent* " (et redéfini par Mulder et Syvitski (1995) comme « courant turbulent qui est le prolongement continu en mer d'un courant fluvial »).

L'évolution spatiale et temporelle d'un écoulement turbide est conceptualisé par Kneller (Kneller 1995) (Figure VI-5). Dans l'évolution spatiale, il distingue les écoulements accumulatifs, dépletifs et uniformes. Dans son évolution temporelle, ils peuvent s'accélérer (*waxing*), se décélérer (*waning*) ou garder une vitesse constante (*steady*).

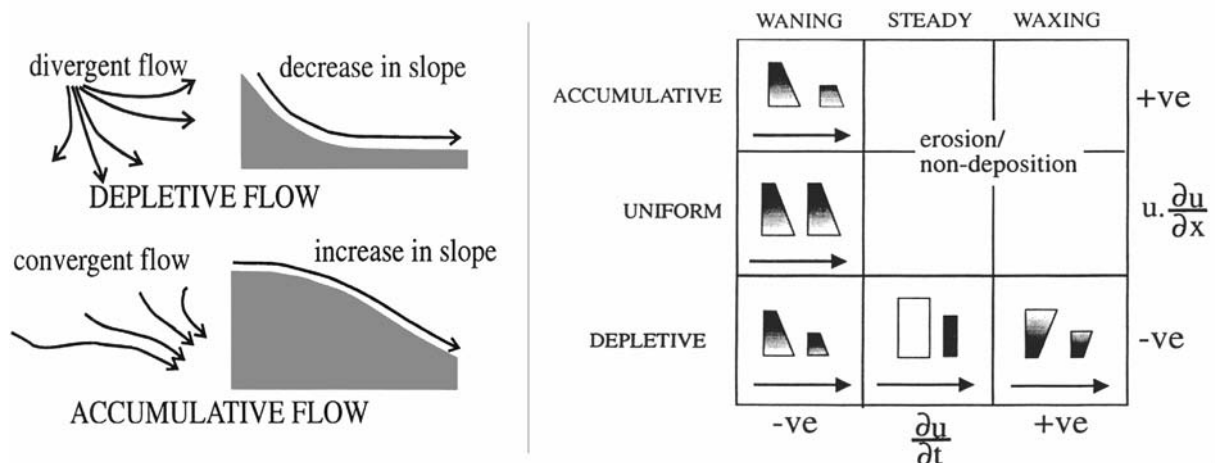


Figure VI-5: Situations produisant des écoulements non uniformes et la matrice d'accélération proposées par Kneller (Kneller 1995)

Si on veut imaginer l'évolution spatiale d'un courant hyperpycnal, on est confronté au bilan inertie/dispersion du flux. On peut trouver deux possibilités majeures : **(a)** accumulatif (quand *prédomine la dispersion*) et **(b)** déplétif (quand *prédomine l'inertie*).

**a) Si la dispersion prédomine.** Cela implique la perte graduelle des compétences du flux (à une distance variable de l'embouchure en fonction de la vitesse initiale et de la charge solide) et le dépôt subséquent de la charge sédimentaire. Ce premier cas, où le flux est divergent, implique une accumulation (*e. g.* construction d'un delta sous-marin, situation que l'on trouve dans le delta actuel du Rhône, Danube....).

**b) Si l'inertie prédomine.** Cela implique que le flux garde sa "compétence". Si on est en face d'une rupture de pente concave, on induit une accélération. Ce deuxième cas, où le flux est convergent, implique une érosion et la création (ou l'entretien) d'un canyon sous-marin par le biais de l'incision axiale. Nous trouvons cette situation dans les canyons actuellement connectés aux fleuves ou dans des conditions de bas niveau quand la baisse du niveau marin (au maximum glaciaire) permettait la connexion entre les fleuves et les canyons de rebord de plate-forme (comme c'est le cas sur l'ensemble des canyons de notre zone d'étude). Si on n'induit pas d'accélération, le flux finit par perdre sa capacité érosive.

**Les conditions de surcreusement de l'incision axiale sont réunies dans les cas où prédomine l'inertie du courant hyperpycnal sur sa dispersion. Il y a alors « continuité physique » entre l'embouchure du fleuve et la rupture de pente du rebord de la plate-forme (élément qui introduit le saut hydraulique).** Cette « continuité physique » peut s'établir soit par (i) connexion directe (en cas de plateforme très réduite) soit (ii) si l'écoulement turbide chargé a une inertie qui lui permet d'arriver au point du saut hydraulique en conservant ses capacités érosives (en cas de plateforme large).

D'après Mulder et Syvitski (1995) la capacité d'un fleuve à mettre en place des courants de turbidité hyperpycnaux s'exprime par la concentration des particules en suspension en fonction du débit. A partir de mesures annuelles, ils établissent des listes de fleuves qui peuvent ou ne peuvent pas produire des courants de turbidité hyperpycnaux. Parmi les fleuves qui ne peuvent pas produire des courants de turbidité hyperpycnaux se trouvent les fleuves comme : l'Amazone, le Mississippi, l'Adour, le Danube ou le Zaïre (Mulder et Syvitski, 1995). Quant au Rhône, il est classé dans la catégorie "de transition" avec des courants

hyperpynaux possibles mais rares (taux de récurrence de l'ordre de plusieurs milliers d'années).

Nous allons donc regarder les marges (dont la pente est inférieure à  $2,4^\circ$ ) associées à ces édifices turbiditiques majeurs du monde (Indus, Zaïre, Amazone, Danube, Mississipi ainsi que celui du Rhône) pour décrire leur morphologie vérifier les résultats de Mulder et Syvitsky.. Ces canyons et édifices ont été classés en deux grands types : A) les canyons actuellement déconnectés et B) les canyons actuellement connectés.

VI.2.1. Les canyons actuellement déconnectés des fleuves :

VI.2.1.1. Le canyon de l'Amazon

Le canyon de l'Amazon est actuellement déconnecté de sa source continentale (Figure VI-6).

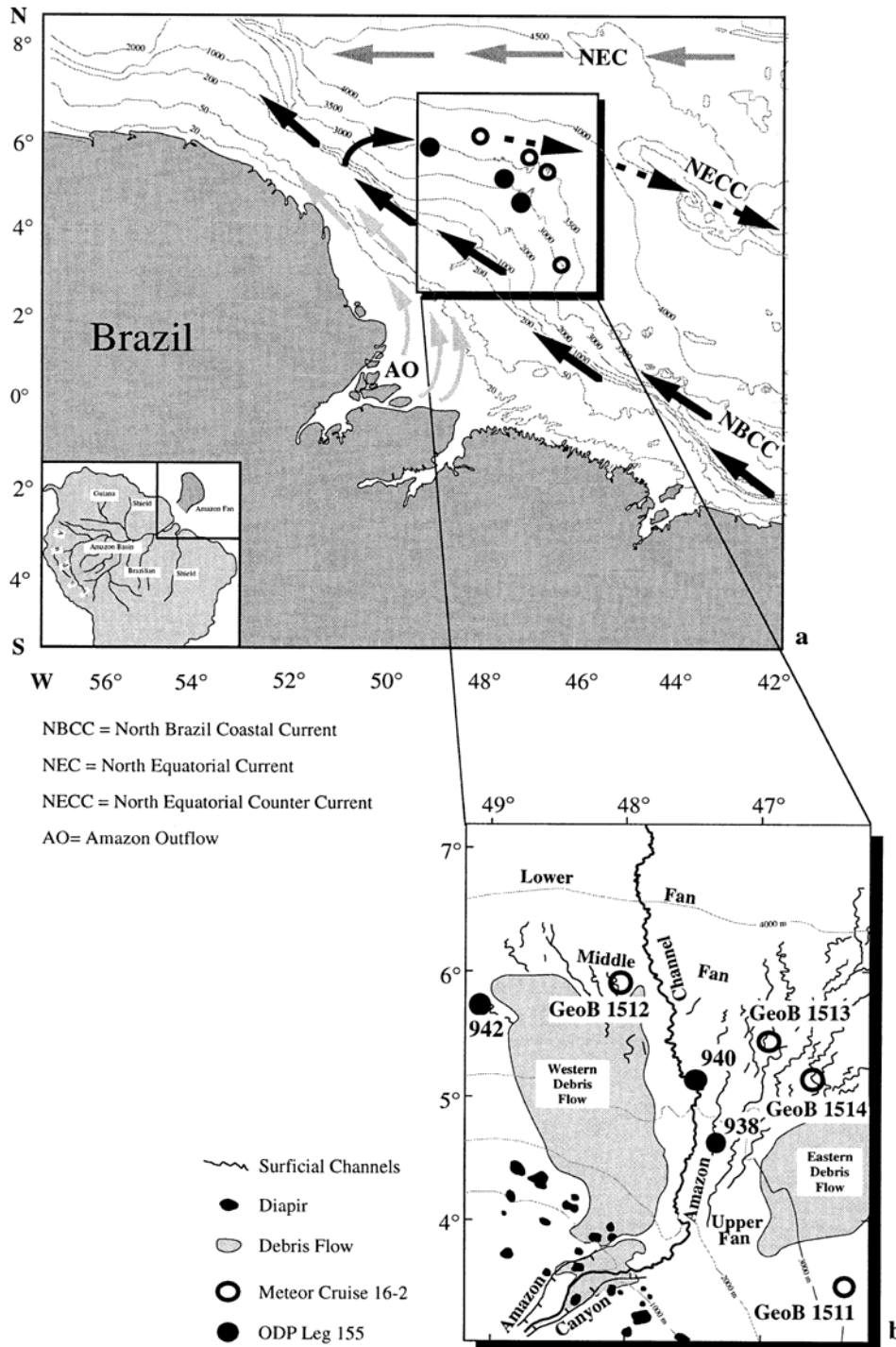


Figure VI-6: Canyon de l'Amazon : position actuelle du fleuve et de son l'édifice turbiditique construit pendant les bas niveaux quand la connexion fleuve-canyon permettait le transfert des sédiments continentaux vers le bassin profond.

D'après Damuth et Kumar, pendant les périodes de bas niveau, le fleuve est directement connecté au canyon qui entaille le plateau et permet le transfert de sédiments vers le bassin profond en construisant l'édifice turbiditique qui recouvre plus de 300.000 km<sup>2</sup> : l'éventail de l'Amazone (Damuth and Kumar, 1975 *in* Clark and Pickering, 1996). Le canyon de l'Amazone présente des similitudes avec les canyons de notre zone d'étude avec une connexion et un fonctionnement lors des bas niveaux marins associés aux maxima glaciaires.

#### VI.2.1.2. Le canyon du Rhône

Le canyon du Rhône, avec plus de 100 km de long, est le canyon principal du golfe du Lion et celui qui nourrit en profondeur l'éventail turbiditique du Rhône. Il a été décrit par de nombreux auteurs (e. g. Bellaiche, Aloïsi *et al.* 1983 ; Droz and Bellaiche 1985 ; Heilly *et al.*, 1988 ; O'Connell *et al.*, 1991 et 1995). C'est Torres qui en a fait l'étude la plus récente et complète (Torres, 1995). L'auteur décrit le canyon avec un cours méandrique, avec des flancs qui forment « des sortes de terrasses » ; ces terrasses sont légèrement inclinées vers l'axe du canyon. Il considère son cours mineur comme festonné et atypique par comparaison avec d'autres systèmes (sans donner plus de détails). Le canyon est considéré comme une structure polygénique (Droz and Bellaiche 1985). Dans la Figure VI-7 on peut voir le profil longitudinal du thalweg du système canyon-chenal et les coupes bathymétriques dans la partie du canyon qui illustrent son évolution morphologique et qui est comparable aux observations que nous avons réalisées sur les canyons de la partie ouest du Golfe du Lion.



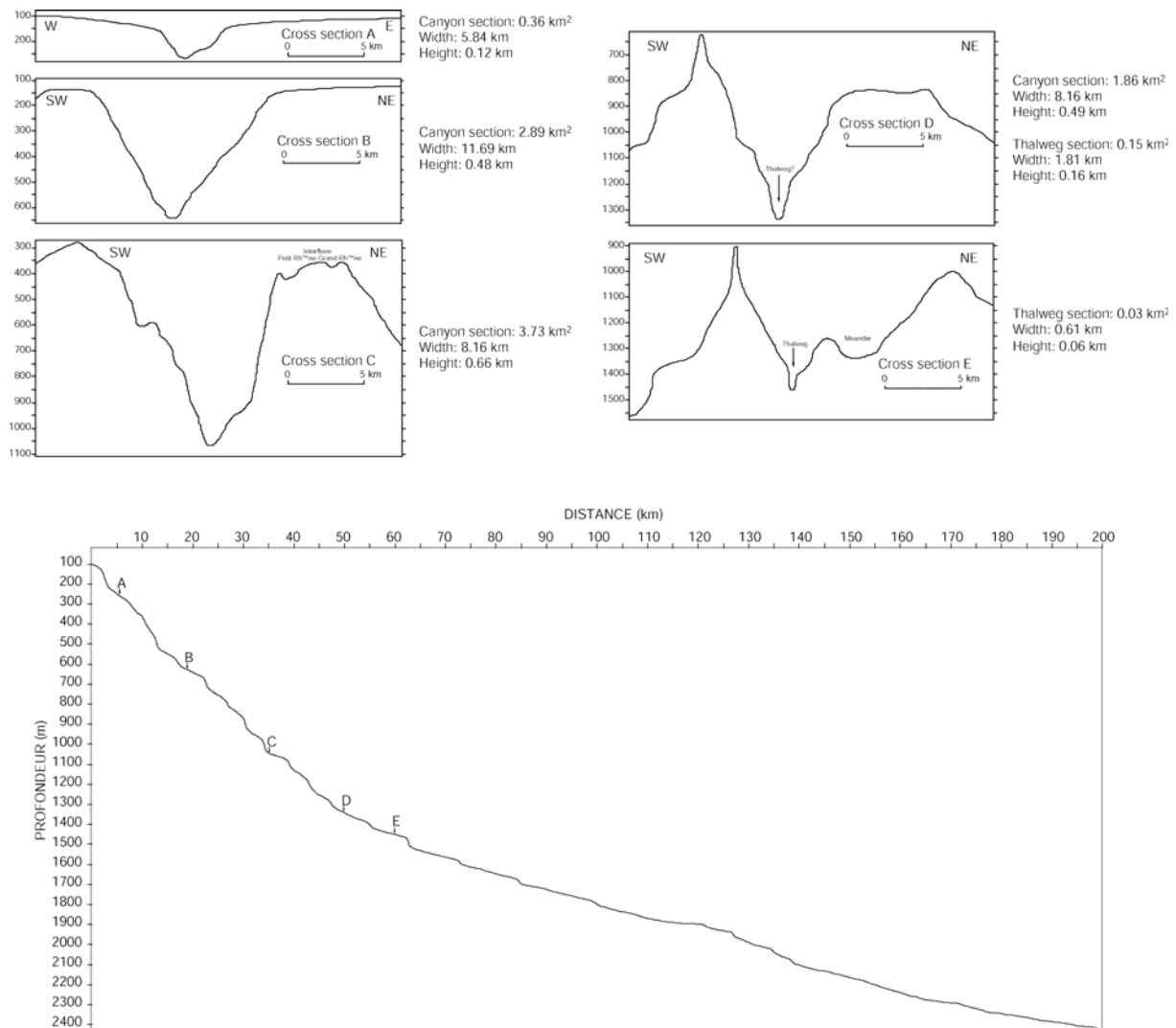


Figure VI-7: Profil longitudinal du thalweg du système canyon-chenal du Rhône et coupes bathymétriques dans la partie haute du canyon pour illustrer l'évolution morphologique (d'après Torres, 1995).

Les coupes présentées sur la figure VI-11 montre que ce canyon présente lui aussi une vallée majeure modelée par des glissements avec des flancs de plusieurs centaines de mètres de haut et dans l'axe de cette vallée, une petite incision axiale sur l'ensemble du canyon (avec un parcours parfois méandriforme). Cette incision axiale se prolonge jusqu'à l'édifice turbiditique profond et en particulier jusqu'à son élément le plus récent : le néofan du Rhône dont l'activité est bien datée entre 19 et 15 ka C14-BP (Bonnell, *in press*). Ces observations témoignent de l'activité de l'incision axiale et donc de la présence d'un courant hyperpycnal en nous éloignant du DMG .

### VI.2.1.3. Le canyon du Danube

Le canyon du Danube a été étudié par Popescu (Popescu 2002 et Popescu *et al.*, 2004). Il entaille le plateau continental sur 28 km et sa tête est à plus de 100 km de l'embouchure du fleuve Danube ; il est donc, actuellement déconnecté de la source continentale. Son expression bathymétrique et sismique est présentée dans la Figure VI-8.

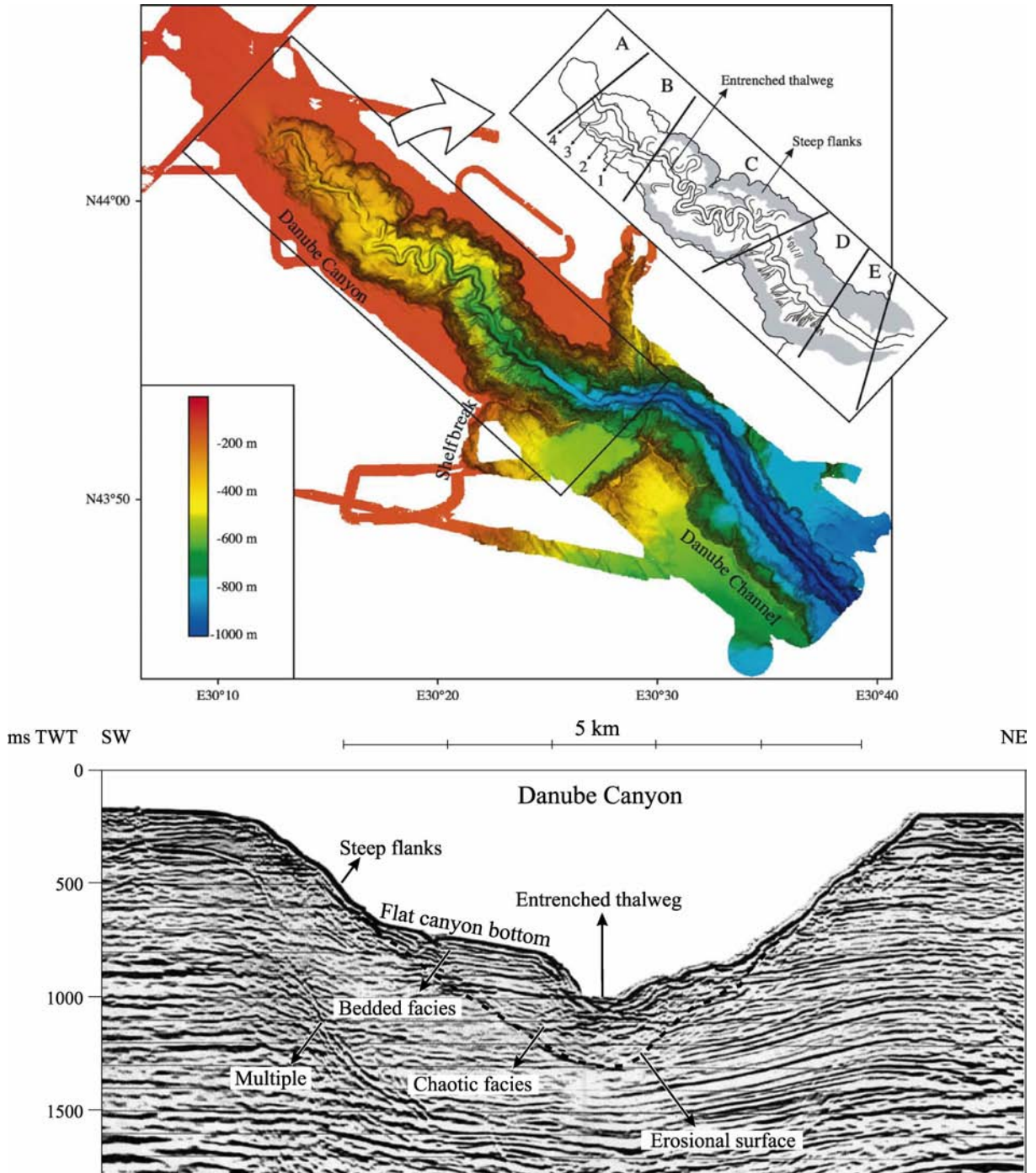


Figure VI-8: Canyon du Danube, à 100 km de l'embouchure du fleuve, il entaille le plateau continental pendant plus de 20 km (Popescu, *et al.*, 2004).

Popescu interprète ce canyon comme le résultat de plusieurs épisodes érosifs pendant les bas niveaux successifs et conclut que l'incision axiale est le résultat des courants hyperpycnaux générés à l'embouchure du Danube et moteur de cette évolution. Notre regard converge : il a évolué pendant les années de discussions avec Jean-Louis Olivet tout au long de nos thèses respectives (d'Irina et de moi) à Brest.

Dans le cas des canyons actuellement déconnectés et classés parmi les fleuves "propres" (donc incapables de produire des courants hyperpycnaux), on observe qu'il y a une érosion (l'incision axiale) pendant le bas niveau marin qui témoigne d'une connexion fleuve-canyons avec des courants de type hyperpycnaux. L'évolution du canyon se fait (comme pour les canyons de notre zone d'étude) via cette incision axiale.

La divergence entre ces résultats et la classification de Mulder et Syvitski (1995) indique, dans le cas de canyons déconnectés, une évolution dans le temps : quelles que soient leurs conditions actuelles, ces fleuves furent lors des bas niveaux marins capables de créer des courants hyperpycaux.

#### **VI.2.2. B) Les canyons actuellement connectés aux fleuves :**

##### **VI.2.2.1. Le canyon du Zaïre**

Le canyon du Zaïre (Figure VI-9) est connecté actuellement au fleuve Zaïre et son parcours entaille le plateau continental et la pente jusqu'à sa connexion avec le système chenal levée, élément le plus récent de l'appareil turbiditique profond. La thèse de Babonneau (2002) montre la morphologie de détail des 135 km du canyon.

Ce canyon présente, dans la zone la plus développée, une hauteur de flancs supérieure à 1300 mètres et une largeur supérieure à 15 km, avec un thalweg de parcours méandrique (sinuosité de 1.58). Le thalweg est étroit et il est bordé par des petites terrasses qui sont les empreintes de sa migration latérale ou de l'abandon des petits méandres. Les flancs sont marqués localement par des grandes loupes d'arrachement qui indiquent une alimentation probable de sédiment du haut de pente (Babonneau *et al.* 2002) .

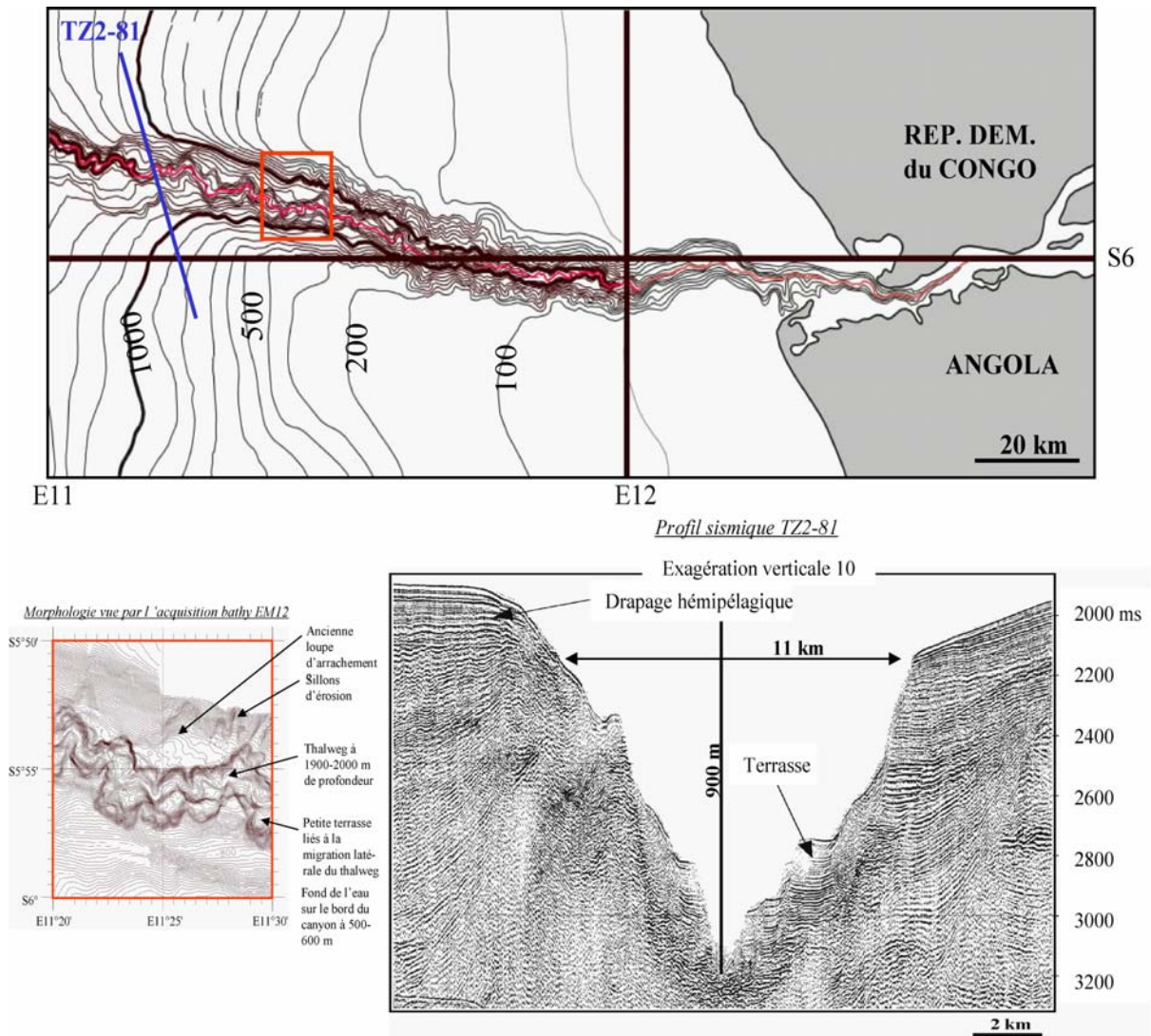


Figure VI-9: Canyon du Zaïre : connexion avec la rivière, bathymétrie détaillée et coupe représentative (Babonneau, Savoye et al. 2002).

Cramez *et al.* (Cramez and Jackson 2000) interprètent les flancs de ce canyon comme des failles normales enracinées au toit du Miocène (Figure VI-10).

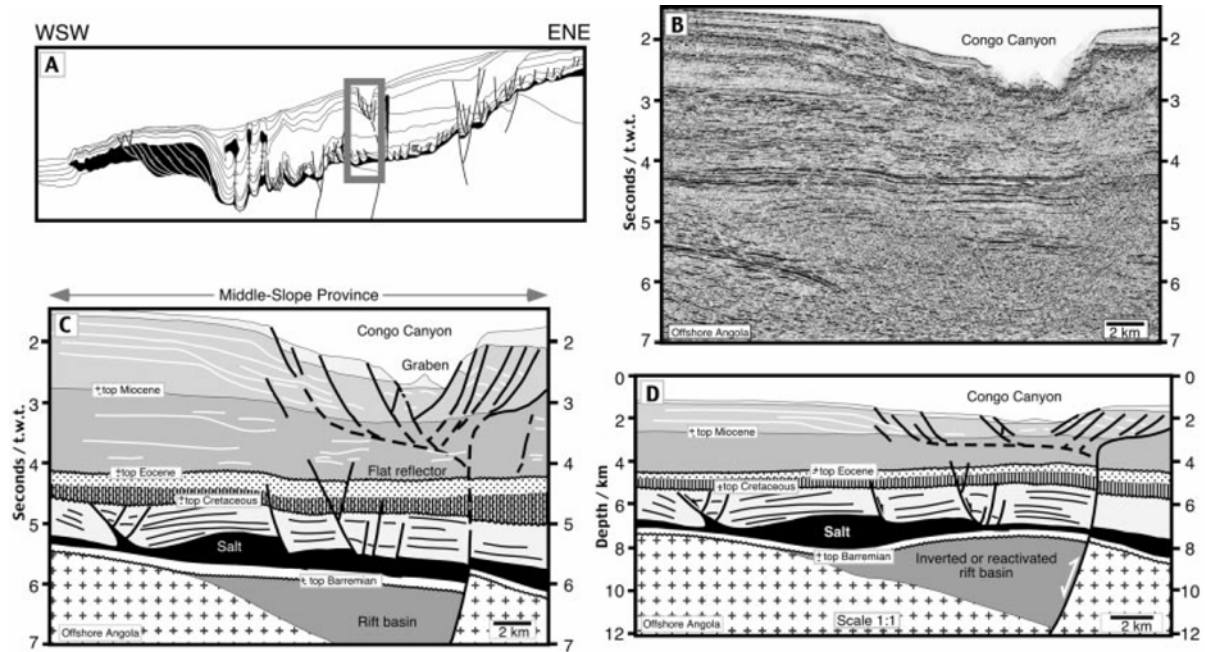


Figure VI-10: Interprétation du canyon du Zaïre proposée par Cramez *et al.* (2000).

Dans le cas du Zaïre les dimensions et l'architecture du canyon sont aussi comparables à celles des canyons étudiés dans ce travail. Ce fleuve, classé parmi les fleuves "propres" par Mulder & Syvitski, montre cependant une incision axiale claire, qui témoigne de l'existence et de la récurrence de courants hyperpycniaux qui érodent le fond du canyon. Les datations dans les dépôts profonds montrent aussi une activité récente ultérieure au maximum glaciaire avec dépôt de lobes jusqu'à au moins 2000 ans BP (Babonneau *et al.*, 2002). Enfin Heezen (1964), par l'analyse des ruptures de câbles, montre une activité importante avec une récurrence annuelle. Les mesures de courantométrie réalisées lors des missions Zaïango (campagnes IFREMER-Total) ont montré d'ailleurs l'importance des courants à l'heure actuelle (Khripounoff *et al.*, 2004). Il semble bien que le canyon Zaïre soit encore actif à l'heure actuelle (au moins par intermittence).



### VI.2.2.2. Le canyon de l'Indus

Le canyon de l'Indus présente, dans la zone la plus développée, une hauteur de flancs supérieure à 1000 mètres et une largeur supérieure à 10 km. Il est interprété comme étant formé pendant une période de bas niveau pendant le Pléistocène et affecté par des nombreux glissements de masse à la remontée suivante (Kolla et Coumes, 1987 in Clark and Pickering, 1996). Actuellement, il nourrit un éventail turbiditique de plus de 300.000 km<sup>2</sup> qui a été aussi nourri par d'autres canyons actuellement fossiles (Kolla et Coumes, 1985; McHarge, 1991 et Kenyon *et al.*, 1995, in Clark and Pickering, 1996). La morphologie actuelle du canyon est présentée dans la Figure VI-11.

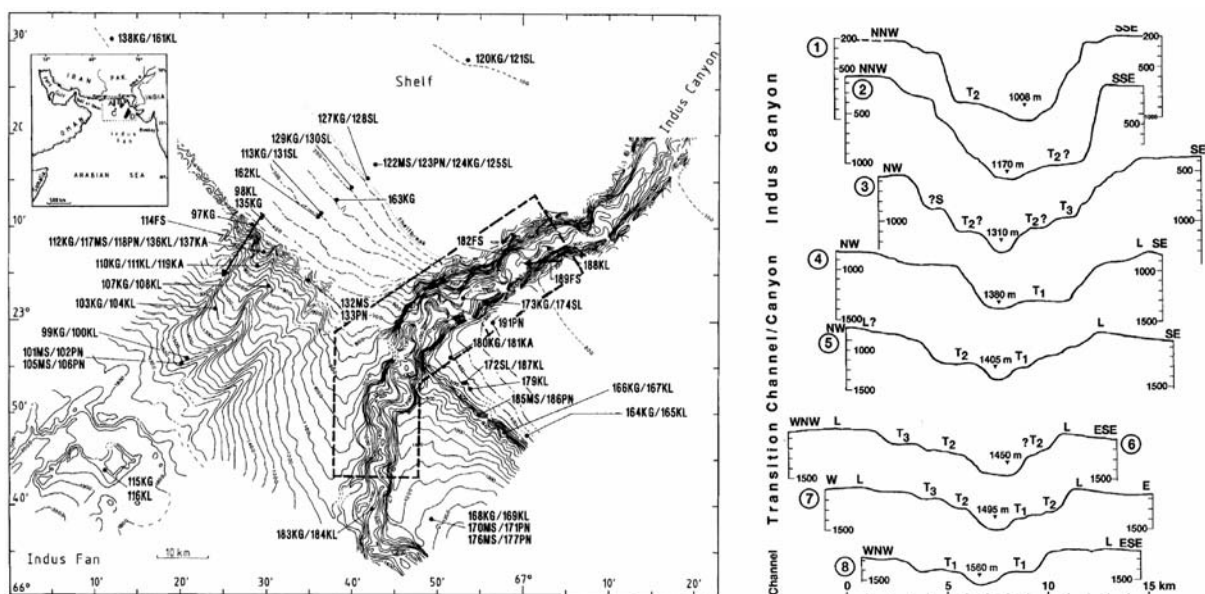


Figure VI-11: Bathymétrie du canyon de l'Indus et coupes bathymétriques illustrant sa morphologie en détail avec des nombreuses « terrasses » (McHarge, 1991).

Les dimensions et l'architecture du canyon de l'Indus sont comparables à celles des canyons que nous avons étudiés. De plus, l'Indus présente une incision axiale.

Nos observations semblent en désaccord avec la classification de Mulder et Syvitski (1995). La divergence provient du caractère ponctuel (dans le temps et dans l'espace) des mesures utilisées par ces auteurs. L'échelle de temps de construction des canyons et leur évolution dans le temps (évolution paléogéographique, variation des conditions d'apports sédimentaires au cours du temps...) doivent être prises en compte.

Notons également que des études récentes de modélisation analogique (Parsons *et al.*, 2001) semblent indiquer que des courants hyperpycnaux peuvent se former avec des

concentrations aussi basse que 1 kg/m<sup>3</sup>. Ainsi, la plupart des rivières du monde seraient capables de former des courants hyperpycnaux avec une récurrence annuelle ou décennale. Enfin, des mesures de terrain dans le Golfe du Lion (Durrieu de Madron, 2004) tendent aussi à montrer que les conclusions de Mulder et Syvitski, 1995, sont « simplistes », qu'elles ne prennent pas en compte tout les phénomènes, et qu'elles doivent être révisées. Ainsi des études très récentes montrent que les canyons Cap Creus et Lacaze-Duthiers peuvent enregistrer des courants atteignant 80 cm/s avec transport d'une quantité de sédiments importantes (Palanques *et al.*, 2004). Cette activité serait liée aux tempêtes mais aussi à l'existence de coulée d'eaux froides et denses créées sur la plate-forme (après les coups de Mistral) qui se propagent jusqu'à la pente (« shelf water dense cascading ») (Durrieu de Madron *et al.*, 2004). Les courants hyperpycnaux semblent donc être plus fréquents et plus variés que ce que la théorie de Mulder et Syvitski prévoit (Friend, 2004). En tout état de cause, l'observation d'une incision axiale est le témoin de l'existence et de la récurrence de courants de ce type.

On voit donc que l'ensemble de ces canyons (et bien d'autres dans le monde), situés sur des marges passives dont la pente n'excède pas 2,4°, témoigne d'une connexion fluviale et de la mise en place des courants de turbidité hyperpycnaux créant l'incision axiale soit lors des périodes de plus bas niveaux (pour les canyons actuellement déconnectés) soit encore actuellement dans le cas des canyons connectés.

### VI-3. Intégration du canyon dans l'ensemble du système sédimentaire : modèle proposé

De nos jours, il existe de nombreux modèles pour conceptualiser la sédimentation des plate-formes continentales, de même pour la sédimentation profonde. Les classifications qui intègrent l'ensemble du système (*e.g.* Reading and Richards 1994) mettent en évidence un vide de connaissances pour le passage plate-forme/glacis, qui empêche de connecter le niveau de détail des études en plate-forme continentale aux niveaux de détail des études en milieu profond. Ce vide sera en partie comblé si on comprend les canyons sous-marins.

S'il est largement accepté que les canyons sous-marins sont la voie de transfert privilégiée des sédiments du continent vers le bassin profond, on ne savait pas comment ils fonctionnent et, en conséquence, quel est leur rôle.

Les canyons ont deux rôles majeurs dépendant de leur état: **(i) actif** ou **(ii) inactif**:

- (i)** En périodes d'activité ce sont des voies privilégiées (mais pas uniques) de transfert de sédiments avec deux rôles majeurs : (i) création d'espace disponible en bordure de plate-forme et sur la pente continentale et (ii) dépôt en bas de pente (lobes et autres systèmes turbiditiques) *via* les chenaux sous-marins qui sont la continuation sur le glacis continental de l'incision axiale.
- (ii)** En périodes d'inactivité (arrêt de fonctionnement par déconnexion) ce sont, principalement, des pièges de sédiments.

Dans la figure suivante (Figure VI-12) on observe les conséquences le long des cycles de deux états possibles. Pendant que le canyon est actif la sédimentation est compensée par le surcreusement et le canyon reste « vide » et demeure une voie de transfert. Lorsqu'il est inactif, le surcreusement ne se fait plus, le remplissage prédomine en fossilisant le cours du canyon, et le transfert vers le bassin profond s'arrête dans cette zone mais peut exister sur une autre voie voisine avec le même principe.

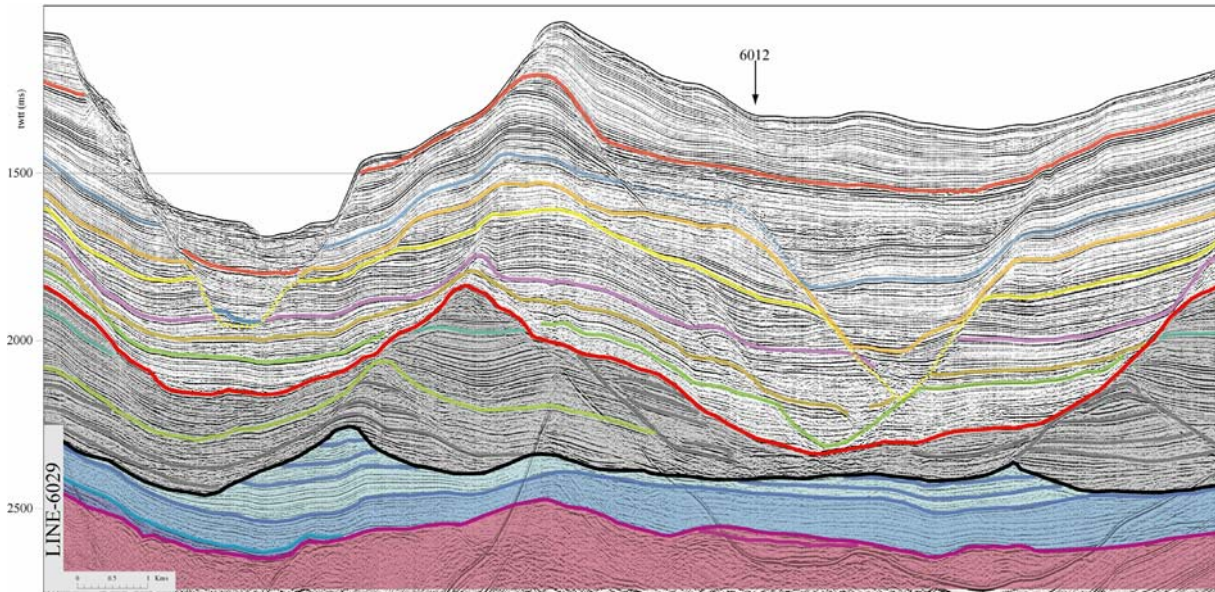


Figure VI-12: Extrait du profil 6029 ou on voit la différence au cours du temps et les implications au niveau de la pente du caractère actif ou inactif des canyons sous-marins. La position et légende du profil peuvent être regardées dans le chapitre précédent.

Ces considérations semblent valides sur l'ensemble des canyons regardés (aussi bien dans le golfe du Lion que de par le monde). Nous nous appuyons dessus pour proposer un modèle de fonctionnement des canyons sous-marins.

### VI.3.1. Modèle de fonctionnement proposé

L'ensemble des observations réalisées nous permet de proposer un modèle de fonctionnement des canyons sous-marins dans le golfe du Lion et de par le monde.

**Dans le golfe du Lion** les canyons sous-marins sont la voie de transfert privilégiée des sédiments du continent vers le bassin profond depuis 2.6Ma (mise en place des glaciations dans l'hémisphère nord). Les changements de conditions climatiques à cette période ont impliqué l'augmentation de l'amplitude des variations du niveau marin et un changement du régime fluvial (lié à la présence de glaciers montagneux). Ces nouvelles conditions permettent, en période de bas niveau marin, la mise en place du mécanisme qui contrôle l'évolution des canyons sous-marins : l'incision axiale.

Pour chaque cycle (de 100000ans depuis 900000 ans et de 40000 ans entre 900000 ans et 2.6Ma) le fonctionnement de l'ensemble des canyons est comparable (même si localement des différences existent). On observe que:

**Sur la plateforme externe** les taux de sédimentation augmentent à mesure que la ligne de rivage s'approche du rebord de plateforme (l'ensemble prograde). Dans les premiers stades de chaque régression, les sédiments provenant du continent s'accumulent d'abord sur la plateforme interne et commencent un remplissage graduel de l'ensemble de la marge (de l'amont vers l'aval). Ce remplissage progressif est fortement conditionné par l'espace disponible (c'est pourquoi, il y a aussi plus de sédimentation au niveau des têtes de canyons que sur les interfluves). A un moment de la chute du niveau marin, quand la ligne de rivage est proche du rebord de plate-forme, les courants hyperpycniaux sont en situation de convergence et, à l'embouchure des fleuves, le surcreusement de l'incision axiale se met en place. Pendant le bas niveau marin, la progradation et la sédimentation continuent au sein des canyons mais elle est aussi perturbée par le surcreusement du fond qui façonne leur tête à cette période (formation et activité de l'incision axiale). Le rapport érosion/remplissage tout au long des cycles est  $<1$  (bilan de remplissage) dans cette partie du système. Ce trait est mis en évidence par l'ensemble des têtes de paléo canyons qui se trouvent remplies et fossilisées pendant la chute. Pendant la remontée la ligne de rivage s'éloigne du rebord de la plateforme et les fleuves perdent leur connexion avec les canyons; les taux de sédimentation diminuent et les canyons restent pratiquement dans l'état jusqu'au cycle suivant quand les sédiments d'une nouvelle régression arrivent à nouveau.

**Sur la pente continentale** la sédimentation est cohérente avec la partie supérieure du système. Comme dans la plateforme externe, le taux de sédimentation augmente à mesure que le niveau marin baisse et c'est le surcreusement du fond du canyon qui fait la différence. Sur la pente continentale le rapport érosion remplissage est  $>1$  (bilan érosif) s'il y a connexion fluviale et activité de l'incision axiale. Mais s'il n'y a pas de connexion le bilan est  $<1$  (remplissage). Pour chaque cycle les canyons qui entaillent la pente s'approfondissent et s'élargissent pendant la connexion et se remplissent pendant l'inactivité de l'incision axiale.

**Sur le glacis continental** c'est le dépôt qui prédomine. Il s'agit de très faibles taux de sédimentation pendant les haut niveaux (principalement des sédiments hémipélagiques même si des épisodes sableux de faible importance peuvent arriver). Les taux de sédimentation peuvent être également faibles pendant les bas niveaux s'il n'y a pas de source ponctuelle ou au contraire très importants s'il y a une source



continentale connectée directement via l'incision axiale (les chenaux qui alimentent les systèmes turbiditiques profonds sont la continuation vers le large de l'incision axiale qui, en partant du rebord de plateforme, entraîne le surcreusement du canyon sur la pente).

L'ensemble de la marge enregistre donc une progradation contrôlée par les cycles glacio-eustatiques. Les canyons sous-marins participent aussi à cette progradation mais ils la modifie aussi en changeant la physiologie de la marge. Par l'activité de l'incision axiale en périodes de bas niveau, l'espace disponible augmente en bordure de plateforme et sur la pente continentale. L'incision axiale induit aussi un transfert direct des sédiments de la plateforme externe au glacis continental en alimentant les édifices turbiditiques profonds.

**De par le monde...** on observe dans l'ensemble des canyons présentés (canyon de l'Amazone, de l'Indus, du Rhône, du Danube, du Zaïre...) que le principe de fonctionnement reste le même (contrôlé par l'activité de l'incision axiale). On note cependant des différences, qui font que chaque canyon se comporte de manière particulière. Ces différences sont dues principalement : **(i)** au type de la source fluviale, **(ii)** à la largeur de la plateforme. Ces deux paramètres (type de la source et largeur de la plateforme) contrôlent le moment et l'importance de la connexion et, en conséquence, la création et l'activité de l'incision axiale qui conditionne, à son tour, l'évolution des canyons. On notera que dans le cas d'un réseau dense de canyons (comme c'est le cas des canyons du Golfe du Lion) l'activité/inactivité des incisions axiales et donc des canyons est en relation directe avec la position de l'embouchure des fleuves et que celle-ci est à mettre en relation avec la morphologie de la plateforme et qu'elle dépend aussi *proparte* de phénomènes autocycliques (avulsion du système fluviale). Les canyons comme le Danube, le Rhône ou l'Amazone restent déconnectés pendant les périodes de haut niveau marin (plate-forme large et apports insuffisants) et les canyons comme le Zaïre ou l'Indus conservent leur connexion tout au long d'un cycle glacio-eustatique (plate-forme restreinte et apports abondants).

Cependant les canyons décrits ici ne représentent pas l'ensemble des canyons sous-marins du monde : ils sont associés à de grands fleuves et la pente continentale qu'ils entaillent est inférieure à 2.5°. Sur de plus fortes pentes (>2.5°) les « canyons »

peuvent apparaître à n'importe quelle profondeur (en restant sur la pente) et sans aucune connexion avec des fleuves (par exemple les canyons centraux du golfe de Gascogne, les canyons entre le canyon de Washington et le canyon de Norfolk sur la marge atlantique américaine). Il ne s'agit pas alors d'un canyon au sens strict, mais plutôt de glissements liés aux instabilités conséquences directes du contexte morphologique (la forte pente). Si les canyons développés dans ce contexte possèdent une connexion avec un fleuve, ils suivent alors le fonctionnement décrit ci-dessus (par exemple le canyon du Cap Breton du golfe de Gascogne et les canyons Washington et Norfolk sur la marge atlantique américaine).

*Sur les marges continentales avec de faibles pentes (<2.5°), les canyons sont contrôlés essentiellement par la connexion/déconnexion des systèmes fluviaux et leur évolution est liée à l'activité/inactivité de l'incision axiale. C'est le cas des canyons étudiés du golfe du Lion et de ceux associées aux plus grands édifices turbiditiques du monde (canyon de l'Amazone, de l'Indus, du Rhône, du Danube, du Zaïre...). Ce type de canyon correspond aux canyons au sens strict que l'on définit comme : une vallée sous-marine de caractère multiépisodique qui représente la voie de transfert préférentiel des sédiments du continent vers le bassin profond et qui garde son caractère érosif par l'activité récurrente de l'incision axiale.*



## *Conclusions*

**T**out au long de ces années de thèse, on a essayé de mieux comprendre la création et le fonctionnement des canyons sous-marins : notre objet de recherche. Des allers-retours entre la bibliographie et les données (bathymétriques, sismiques et carottes) nous ont permis de tracer la ligne conductrice ici présentée.

D'abord comprendre, par un parcours bibliographique, comment l'objet de recherche a été regardé depuis sa découverte en 1850 pour constater que, malgré l'énorme quantité de publications au cours du XX<sup>ème</sup> siècle, les canyons sous-marins restent mal compris. Comment aller au-delà ? Comment poser un autre regard sur les canyons sous-marins pour expliquer leur existence et leur fonctionnement ?

On a centré notre travail sur une zone dans laquelle de nombreux canyons entaillent la bordure de la plate-forme et de la pente continentale : la partie ouest du golfe du Lion, zone intégrée dans une marge continentale passive jeune (Oligo-Aquitaniennne). Cet emplacement favorise le maintien d'un taux de subsidence non négligeable et donc la création d'espace nécessaire à l'accumulation des sédiments au cours du temps. C'est sur la lecture et l'interprétation de cette accumulation sédimentaire que deux approches ont été réalisées :

**(i)** Une approche morphologique pour établir une carte morpho-structurale et réaliser une analyse morpho-quantitative des canyons sous-marins ; ce qui nous a permis de caractériser les canyons sous-marins, de mettre en évidence, définir et discuter des éléments peu connus comme : les captures, les terrasses, les glissements, les dimensions des canyons et la relation entre les deux flancs de la vallée majeure des canyons.

**(ii)** Une approche sismique, suite aux travaux de Rabineau (2001), a permis de bâtir un cadre chrono-stratigraphique pour l'ensemble de la couverture sédimentaire Plio-Quaternaire ; les données issues de carottes et de forages valident notre travail. Être contraint dans le temps et disposer d'un grand nombre de profils sismiques nous a permis de tracer l'évolution des canyons dans le temps et dans l'espace. Dans cette évolution, on observe que la sédimentation et, par voie de conséquence les canyons sous-marins sont clairement contrôlés par les cycles glacioeustatiques. Ces derniers conditionnent la position de la ligne de rivage et la distribution des apports qui construisent, cycle après cycle, la marge dans laquelle s'inscrivent les canyons sous-marins étudiés.



La mise en place initiale des canyons a été datée grâce à ce travail autour de 2,6 Ma au moment de l'apparition des glaciations dans l'hémisphère nord. Les changements de conditions climatiques à cette période ont impliqué l'augmentation de l'amplitude des variations du niveau marin et un changement du régime fluvial (lié à la présence de glaciers montagneux). Ces nouvelles conditions permettent, en période de bas niveau marin, la mise en place du mécanisme qui contrôle l'évolution des canyons sous-marins : l'incision axiale.

L'ensemble des travaux réalisés dans cette thèse, dans la plate-forme externe et la pente continentale, a mis en évidence l'existence de deux familles de glissements qui découpent l'ensemble de la couverture sédimentaire : l'une parallèle à la marge qui correspond à la réponse du fluage du sel en profondeur, l'autre perpendiculaire à la marge qui correspond aux mouvements de masse de toutes échelles (de centimétrique à kilométrique) qui convergent vers l'axe des canyons sous-marins en le construisant.

Cette deuxième famille (perpendiculaire à marge) met en évidence la complexité de fonctionnement des canyons sous-marins. Les données disponibles (sondeur multi-faisceaux, sismique réflexion -mono et multitrace- et carottes) ont permis d'observer que deux éléments de dimensions très différentes: **(a)** l'incision axiale et **(b)** la vallée majeure, constituent le canyon au sens strict.

**a)** L'incision axiale, observée dans le fond actuel de la mer, correspond à une vallée surcreusée pendant le dernier maximum glaciaire (DMG) par des courants hyperpycniaux dont l'inertie prédomine sur la dispersion, c'est-à-dire quand les fleuves continentaux sont connectés aux têtes des canyons sous-marins. Le surcreusement du fond du canyon provoque déformations et glissements dans les sédiments environnants. Ce phénomène se poursuit, jusqu'à atteindre les flancs de la vallée majeure. Les courants de turbidité, à l'origine de l'incision axiale, sont les agents d'évacuation (pendant les périodes de connexion) des sédiments vers le bassin profond.

**b)** La vallée majeure ne peut pas être le résultat d'un unique épisode érosif. Elle présente des dimensions cinq fois supérieures à l'incision des systèmes canyon-chenal des plus grands appareils turbiditiques du monde. Avec les données sismiques disponibles, on observe que dans la partie la plus développée du canyon (partie intermédiaire) la vallée majeure s'élargit et devient de plus en plus profonde avec le temps. On constate que chaque épisode érosif majeur s'exprime par une incision axiale, témoin d'une connexion fluviale. On conclut que la vallée majeure est le résultat de la succession des épisodes d'érosion liés aux périodes de connexion

fluviales, c'est-à-dire dans le cas des canyons du Golfe du Lion aux périodes de bas niveau marin équivalents au DMG. Ceci explique pourquoi, dans un contexte de marge continentale passive progradante, où prédomine la sédimentation, il existe des objets érosifs, les canyons sous-marins, dont les dimensions excèdent 5 Km de large et 1 Km de hauteur de flanc.

En regardant quelques canyons développés dans d'autres contextes, mais toujours sur une marge continentale dont la pente n'excède pas  $2,4^\circ$ , comme ceux associés aux plus grands édifices turbiditiques du monde, on constate que le mécanisme d'évolution, malgré les particularités de chaque système, reste le même : l'incision axiale.

Ce travail nous permet de regarder autrement les canyons sous-marins, les comprendre et les redéfinir au sens strict comme étant une vallée sous-marine de caractère multi épisodique qui représente la voie de transfert préférentiel des sédiments du continent vers le bassin profond et qui garde son caractère érosif grâce à l'activité (récurrente) de l'incision axiale.

Et puis voilà, une thèse qui approche de la fin.



## **Et maintenant ? (en guise de perspectives)**

La première sensation, une fois le travail de thèse presque achevé, c'est que l'on a tout compris. La deuxième (qui arrive quelques microsecondes après) est que l'on est, strictement, à côté de la plaque et que l'on n'a sûrement rien compris.

On ferme une boucle et nous voilà à nouveau face à l'immensité. En tirant sur une ficelle on arrive à un nœud et l'on repart en tirant une autre nouvelle ficelle...au bout de cette ficelle un autre nœud, bien semblable au premier nœud...

Sisyphé a passé une Eternité remontant le rocher qui redescend, à chaque fois et à nouveau, la montagne. Prométhée, attaché, regarde depuis la souffrance et la conscience le festin Quotidien qui, pour l'aigle, était ses tripes qui repoussaient sans cesse. C'était la manière que les Dieux avaient trouvé pour nous montrer le mouvement indispensable à la Vie.

C'est sur cette notion de mouvement et sur sa représentation (trop souvent absente des sciences de la terre) que j'espère pouvoir travailler dans les années à venir. Persuadé de l'origine humaine de tout ce qui est humain, et, de ce que l'absurde et le bonheur sont indissociables de la condition humaine, je reprends mon chemin : constitué d'infinité de nœuds et de ficelles...

...petites ficelles que, allez savoir pourquoi, on imagine toujours blanches.

## *Bibliographie*



**Adams**, E.W., Schlager, W. and Wattel, E., 1998. Submarine slopes with an exponential curvature. *Sedimentary Geology*, 117(3-4): pp.135-141.

**Adams**, W.E. and Schlager, W., 2000. Basic types of submarine slope curvature. *Journal of sedimentary researchs*, 70(4): pp.814-828.

**Alinat**, J., Hinz, K. and Leenhardt, O., 1970. Quelques profils en sondage sismique continu en Méditerranée occidentale. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 25: pp.305-326.

**Alla**, G., 1970. Etude sismique de la plaine abyssale au sud de toulon. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 25(3): pp.291-304.

**Alla**, G., Dessolin, D., Leenhardt, O. and Pierrot, S., 1972. Données de sondages sismiques continus concernant la sédimentation Plio-Quaternaire en Méditerranée Nord-Occidentale. In: D.J. Stanley (Editor), *The Mediterranean Sea. A Natural Sedimentation Laboratory*. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg, pp. 471-487.

**Aloïsi**, J.C., Barousseau, J.-P. and Monaco, A., 1975a. Rôle des facteurs hydrodynamiques dans la sédimentation des plateaux continentaux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 280: pp.579-582.

**Aloïsi**, J.C., Monaco, A. and Pauc, H., 1975b. Mécanismes de la formation des prodeltas dans le Golfe du Lion. Exemple de l'embouchure de l'Aude (Languedoc). *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 18: pp.3-12.

**Aloïsi**, J.C. et al., 1977. Essai de modélisation de la sédimentation actuelle sur les plateaux continentaux français. *Bull. Soc. géol. France*, 19(2): pp.183-195.

**Aloïsi**, J.C., Monaco, A., Planchais, N., Thommeret, J. and Thommeret, Y., 1978. The Holocene transgression in the Golfe du Lion, southwestern France; paleogeographic and paleobotanical evolution. *Geographie Physique et Quaternaire*, 32(2): pp.145-159.

**Aloïsi**, J.C., Millot, C., Monaco, A. and Pauc, H., 1979. Dynamique des suspensions et mécanismes sédimentologiques sur le plateau continental du Golfe du Lion. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 289: pp.879-882.

**Aloïsi**, J.C., 1986. Sur un modèle de sédimentation deltaïque: contribution à la connaissance des marges passive. Thèse de doctorat d'Etat, Université de Perpignan, Perpignan, 162 p.

**Aloïsi**, J.-C. and Mougenot, D., 1989. Stratigraphie séquentielle du Quaternaire des plate-formes progradantes de la Méditerranée occidentale. *Strata*, 5: pp.59-61.

**Alonso**, B., Canals, M., Got, H. and Maldonado, A., 1991. Sea valleys and related depositional systems in the Gulf of Lion and Ebro continental margin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75(7): pp.1195-1214.

**Anderson**, H. and Jackson, J., 1987. The deep seismicity of the Tyrrhenian Sea. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 91(3): pp.613-637.

**Ardhuin**, F., Pinot, J.-M. and Tintoré, J., 1999. Numerical study of the circulation in a steep canyon off the Catalan coast (western Mediterranean). *Journal of Geophysical Research*, 104(C5): pp.1115-1135.

**Arnaud-Fassetta**, G., 1998. Dynamiques fluviales holocenes dans le delta du Rhône. Thèse de Doctorat, Université de Provence (Aix-Marseille I), Aix en Provence, 329 p.

**Arnaud-Fassetta**, G. and Provansal, M., 1999. High frequency variations of water flux and sediment discharge during the little ice age (XVIth to XVIIIth centuries) in the Rhône delta (Mediterranean, France). Relationship to the catchment basin., Actes de la Conférence internationale "Man and river systems. The functioning of the river systems at the basin scale". *Hydrobiologia*, Paris.

**Auzende**, J.M., Bonnin, J., Olivet, J.-L. and Pautôt, G., 1971. Upper Miocene salt layer in the western Mediterranean. *Nat. Phys. Sci.*, 230: pp.82-84.

**Babonneau**, N., Savoye, B., Cremer, M. and Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology*, 19(4): pp.445-467.

**Bard**, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G. and Zindler, A., 1990. Calibration of the 14C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from the Barbados corals. *Nature*, 345: pp.405-410.

**Bard**, E., Hamelin, B. and Fairbanks, R.G., 1990. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature*, 346: pp.456-458.

**Bard**, E., Arnold, M., Hamelin, B., Tisnerat-Laborde, N. and Cabioch, G., 1998. Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric 230Th/234U and 14C ages of corals. An updated data base including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti. *Radiocarbon*, 40(3): pp.1085-1092.

**Bartole**, R., 1995. The North Tyrrhenian-Northern Apennines post-collisional system; constraints for a geodynamic model. *Terra Nova*, 7(1): pp.Pages 7-30.

**Bates**, R.L. and Jackson, J.A., 1987. *Glossary of Geology*. 3rd edition. American geological Institute, Washington, 788 p.

**Baztan**, J., S. Berné, J.-L. Olivet, M.Rabineau,D.Aslanian, and M. Gaudin, a.J.-P.R., 2004. Axial incision the key to understand submarine canyon evolution, in *Submarine canyons of the western Gulf of Lions*. *Mar.Petrol. Geol.*(Special Issue on Gulf of Lions).

**Bellaiche**, G., Aloïsi, J.C. and Berthon, J.L., 1983. Morphologie au Sea-Beam de l'éventail sous-marin profond du Rhône (Rhône deep-sea fan), *Commiss. Internationale Explor. Sci. Mer Méditerranée Rapp. P.V. réunions Monaco*, pp. 61-62.

**Bellaiche**, G., Droz, L., Coutellier, V., Berthon, J.L. and al., e., 1984. Detailed morphology, structure and main growth pattern of the Rhône deep-sea fan, *Marine Geology*, pp. 181-193.

**Bellaiche**, G., Coutellier, V. and Droz, L., 1989. Detailed morphology, sedimentary structure and evolution of the continental margin of the western Provencal Basin (South of France) since the Late Miocene. *Marine Geology*, 89: pp.259-268.

**Benedicto**, A., Labaume, P., Séguret, M. and Séranne, M., 1996. Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitania Vistrenque graben, SE France. *Tectonics*, 15(6): pp.1192-1212.

**Bentounsi**, F., 1990. ECORS—Golfe de Lion. Interprétation des profils de sismique réflexion longue écoute÷ cinématique d'ouverture de la Méditerranée occidentale. Mém. D.E.A., Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 69 p.

**Berné**, S., Augustin, J.M., Braud, F., Chene, G. and Walker, P., 1986. Cartographie et interprétation de la dynamique sédimentaire des plates-formes continentales: améliorations de la technique d'observation par sonar. *Bull. Soc. géol. France*, 82: pp.437-446.

**Berné**, S., Canals, M., Alonso, B., Loubrieu, B. and Cochonat, P., and the "Big 95" and "Calmar 97" shipboard parties, 1998a. Recent slope failures and mass-movements in the NW Mediterranean Sea. In: M.P. European Commission, DG XII/D-3 (Editor), Proceedings of the seafloor characterisation/mapping session, Mast days, Lisbon.

**Berné**, S., Loubrieu, B. and party, a.t.C.s., 1999. Canyons and recent sedimentary processes on the western Gulf of Lions margin. First results of the Calmar cruise. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 328: pp.471-477.

**Berné**, S., Aloïsi, J. C., Baztan, J., Dennielou, B., Droz, L., Dos Reis, T., Lofi, J., Méar, Y., Rabineau, M., Satra, C. 2002. Notice de la carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion, IFREMER et Région Languedoc Roussillon, Brest

**Bessis**, F. and Burrus, J., 1986. Etude de la subsidence de la marge du Golfe du Lion (Méditerranée occidentale). *Bulletin Centre de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*, 10: pp.123-141.

Béthoux, J.-P., Prieur, L. and Bong, J.H., 1988. Le courant ligurien au large de Nice. *Oceanologica Acta*, 9(Sp. Issue): pp.59-67.

**Bourcart**, J., de la Bernardie, A. and Lalou, C., 1948. Le rch Lacaze-Duthiers, canon sousmarin du plateau continental du Roussillon. *Compte Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Académie des Sciences*, 226(20): pp.1632-1633.

**Bourcart**, J. et al., 1958. Les sédiments profonds au large de la cote nicoise. *Compte Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Académie des Sciences*, 247(1): pp.116-118.

**Bourdillon**, C., 1994. Micropaléontologie de sédiments de sondage dans le Golfe du Lion (mer Méditerranée), BRGM internal report N1864, Orleans.

**Bourillet**, J.F., Edy, C., Rambert, F., Satra, C. and Loubrieu, B., 1996. Swath mapping system processing: bathymetry and cartography, *Marine Geophysical Researches*, pp. 487-506.

**Brown**, L.F., Jr. and Fisher, W.L., 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems; examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: C.E. Payton (Editor), *Seismic*

stratigraphy; applications to hydrocarbon exploration. Memoir - American Association of Petroleum Geologists. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, United States, pp. 213-248.

**Brown**, L.F., Jr. and Fisher, W.L., 1980. Principles of seismic stratigraphic interpretation; interpretation of depositional systems and lithofacies from seismic data. In: L.F. Brown, Jr. and L. Fisher William (Editors), Seismic stratigraphy interpretation and petroleum exploration. AAPG Continuing Education Course Note Series. American Association of Petroleum Geologists. Education Department, Tulsa, OK, United States, pp. 1-125.

**Brunet**, C., Monié, P. and Jolivet, L., 1997. Geodynamic evolution of Alpine Corsica based on new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data. *Terra Nova*, 9: pp.493.

**Bruzzi**, C., 1998. Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du delta du Rhône. Thèse de Doctorat, Université de Provence, Aix-Marseille, Aix-Marseille, 326 p.

**Bruzzi**, C., 1999. Tempêtes morphogènes et ouvrages de défense côtière: le cas du littoral oriental du delta du Rhône. *Revue de Géographie de Lyon*, 74: pp.27-33.

**Bryant**, W.R., J.R. Bryant, M.H. Feeley, and G.R. Simmons,, 1990. Physiographic and bathymetric characteristics of the continental slope, northwest Gulf of Mexico. *Geo-Marine Letters*, 10: pp.182-199.

**Burke**, K., 1972. Longshore Drift, Submarine Canyons, and Submarine Fans in Development of Niger Delta. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 56(10): pp.1975-1983.

**Burrus**, J., Bessis, F. and Doligez, B., 1987. Heat flow, subsidence and crustal structure of the Gulf of Lions (NW Mediterranean): a quantitative discussion of the classical passive margin model. In: C. Beaumont and A. Tankard (Editors), *Sedimentary Basins and Basins Forming Mechanisms*. CSPG Memoir 12.

**Burrus**, J. and Anonymous, 1989. Review of geodynamic models for extensional basins; the paradox of stretching in the Gulf of Lions (Northwest Mediterranean) In: *Bassins en extension; structure et modelisation; compte rendu de la seance specialisee de la Societe geologique de France*. *Bulletin de la Societe Geologique de France, Huitieme Serie*, 5(2): pp.Pages 377-393.

**Burrus**, J. and Audebert, F., 1990. Thermal and Compaction processes in a young rifted Basin containing Evaporites: Gulf of Lions, France. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74(9): pp.1420-1440.

**Canals**, M., 1985. Estructura sedimentaria y evolucion morfologica del talud y el glacis continentales del Golfo de Leon: fenomenos de destabilizacion de la cubierta sedimentaria plio-cuaternaria, University of Barcelona, Barcelona, 618 p.

**Canals**, M. and Got, H., 1986. La morphologie de la pente continentale du Golfe du Lion: une résultante structuro-sédimentaire. *Vie Milieu*, 36(3): pp.153-163.

**Canals**, M., J. L. Casamor, R. Urgeles, G. Lastras, D. G. Masson, S. Berné, and B. Alonso, 2000. The Ebro continental margin, western Mediterranean Sea: Interplay between canyon-

channel systems and mass wasting processes, deep-water reservoirs of the world 20th annual bob f. perkins research conference, Houston.

**Carter**, R.M., 1975. A Discussion and Classification of Subaqueous Mass-Transport with Particular Application to Grain-Flow, Slurry-Flow, and Fluxoturbidites. *Earth-Science Reviews*, 11(2): pp.145-177.

**Carter**, R.M., 1988. The nature and evolution of deep-sea channel systems, *Basin Research*, pp. 41-54.

**CFS**, 1997. Stratigraphie, terminologie française. *Bulletin des Centres de Recherche, Exploration et Production de Elf Aquitaine*, Memoir 19, Pau, 164 p.

**Chappell**, J. and Shackleton, N.J., 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324(6093): pp.137-140.

**Chapron**, E., 1999. Contrôle climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant-pays alpin (Lac du Bourget) durant le Quaternaire récent. *Géologie alpine Mémoire H.S. n°30*, 261 p.

**Chérubin**, L.M., 2000. Descriptive analysis of the hydrology and Mixing of the Mediterranean Outflow and effect of topography on the stability of the Mediterranean undercurrents. Doctorat, Université de Méditerranée - Centre Océanologique de Marseille.

**Cita**, M.B. and Ryan, W.B.F., 1973. Time scale and general synthesis, Initial reports of the deep sea drilling project. D.C., U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 1405-1415.

**Cita**, M.B., 1980. Symposium on biodynamic effects of the Messinian salinity crisis on the evolution of marine Neogene microfauna of the Tethys-Mediterranean early Pliocene paleoenvironment after the Messinian salinity crisis. VI colloque africain de micropaléontologie; Tome III. *Annales des Mines et de la Géologie. République Tunisienne, Direction des Mines et de la Géologie, Tunis, Tunisia*, pp. 547-562.

**Clark**, J.D. and Pickering, K.T., 1996. Architectural elements and growth patterns of submarine channels: application to hydrocarbon exploration, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, pp. 194-221.

**Clauzon**, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "dessicated deep-basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 23(3): pp.597-610.

**Clauzon**, G., Ambert, P., Vaudour, J. and Anonymous, 1990. Cartographie geomorphologique de la Basse-Provence rhodanienne, *Seminaire sur Les Terrasses de cultures mediterraneennes. Mediterranee*, pp. 75-82.

**Clauzon**, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger, A. and Loutre, M.F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved ? *Geology*, 24: pp.363-366.

**Clique**, P.M., Feuillet, J. and Coëffé, Y., 1984. Partie A : De la frontière espagnole à Sète, *Catalogue sédimentologique des côtes françaises. EDF*, pp. 7-105.



**COB**, 1981. Le littoral à grands traits- Façade N°7 (Méditerranée). In: C.O.de Bretagne (Editor), Synthèse des travaux de surveillance 1975-1979 du Réseau National d'Observation de la Qualité du Milieu. CNEXO-Ministère de l'environnement, Brest, pp. 41-176.

**Cojan**, I. and Renard, M., 1997. Sédimentologie. Collection Enseignement des Sciences de la Terre. Masson, Paris, 418 p.

**Comas**, M.C., Garcia Duenas, V., Jurado, M.J. and Anonymous, 1992. La cuenca de Alboran; estructura y evolucion neogena In: Simposios tomo 2; actas de las sesiones cientificas; VIII congreso latinoamericano de geologia. Actas del Congreso Latinoamericano de Geologia, 8: pp.Pages 496-505.

**Conchon**, O., 1992. Que sont Günz et Mindel devenus ? Géochronique, 44: pp.16-18.

**Corre**, J.-J., 1992. Implication of Climatic Changes on the Golfe du Lion. In: L. Jeftic, J.D. Milliman and G. Sestini (Editors), Climatic change and the Mediterranean : Environmental and Societal Impacts of climate Change and Sea-level Rise in the Mediterranean Region. Arnold, London, pp. 328-427.

**Courp**, T., Monaco, A., Monaco, A., Biscaye Pierre, E. and Pocklington, R., 1990. Sediment dispersal and accumulation on the continental margin of the Gulf of Lions; sedimentary budget In: France-JGOFS, ECOMARGE; particle fluxes and ecosystem response on a continental margin; the Mediterranean experiment. Continental Shelf Research, 10(9-11): pp.Pages 1063-1087.

**Coutellier**, V., 1985. Mise en évidence et rôle des mouvements gravitaires dans l'évolution de la marge continentale : exemple des marges du Golfe du Lion et de la Provence Occidentale. Thèse de 3ème cycle, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), 197 p.

**Cramez**, C. and Jackson, M.P.A., 2000. Superposed deformation straddling the continental-oceanic transition in deep-water Angola. Marine and Petroleum Geology, 17(10): pp.1095-1109.

**Cravatte**, J., Dufaure, P., Prim, M. and Rouaix, S., 1974. Les sondages du Golfe du Lion: Stratigraphie, Sédimentologie. Notes et Mémoires, 11. Compagnie Française des Pétroles, Paris, 274 p.

**Cravatte**, J. and Suc, J.P., 1981. Climatic evolution of north-western Mediterranean area during Pliocene and early Pleistocene by pollen-analysis and forams of drill Autan 1; chronostratigraphic correlations. Pollen et Spores, 23(2): pp.247-258.

**Cross**, T.A. and Lessenger, M.A., 1988. Seismic stratigraphy. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 16: pp.319-354.

**CSCF**, 1984. Catalogue sédimentologique des côtes françaises. Collections de la direction des études et recherches d'électricité de France. Ministère des transports, Paris.

**Daly**, R.A., 1936. Origin of submarine canyons. American Journal of Science, 31(186): pp.401-420.

- Damuth**, J.E. and Hayes, D.E., 1977. Echo character of the east Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. *Marine Geology*, 24: pp.73-95.
- Davidson**, G., 1897. The submerged valleys of the coast of California, U.S.A., and of Lower California, Mex.
- De Beaulieu**, J.-L. and Reille, M., 1984. Along Upper Pleistocene pollen record from Les Echets (France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 72: pp.147-159.
- Dingus**, W.F. and Galloway, W.E., 1990. Morphology, paleogeographic setting, and origin of the middle Wilcox Yoakum Canyon, Texas coastal plain. *AAPG Bulletin*, 74(7): pp.1055-1076.
- Dos Reis**, T., 2001. La Tectonique Salifère et son influence sur l'Architecture Sédimentaire Quaternaire de la Marge du Golfe du Lion—Méditerranée Occidentale. Thèse de Doctorat, Université de Paris 6, 216 p. +157 p.
- Dott**, R.H., 1963. Dynamics of Subaqueous Gravity Depositional Processes. *American Association of Petroleum Geologists*, 47(No. 1): pp.104-128.
- Droz**, L., 1983. L'éventail sous-marin profond du Rhône (Golfe du lion) : grands traits morphologiques et structure semi-profonde. Thèse de 3ème cycle, Univ. Paris VI, 195 p.
- Droz**, L. and Bellaiche, G., 1985. Rhône deep-sea fan: morphostructure and growth pattern. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69: pp.460-479.
- Droz**, L., 1991. Les éventails sous-marins profonds: structure et évolution sédimentaire. A partir de l'étude comparative de trois grands édifices: l'éventail du Rhône, la ride du Var et le cône de l'Indus. Diplôme d'habilitation à diriger des recherches, Univ. Paris VI, 266 p.
- Droz**, L., Kergoat, R., Cochonat, P. and Berne, S., 2001. Recent sedimentary events in the western Gulf of Lions (western Mediterranean). *Marine Geology*, 176(1-4): pp.23-37.
- Durrieu de Madron**, X., 1992. Hydrography and nepheloid structures in the Grand-Rhône canyon. *Continental Shelf Research*: pp.457-477.
- Einsele**, G., Ricken, W. and Seilacher, A., 1991. *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 955 p.
- Einsele**, G., 1992. Coastal and shallow sea sediments (including carbonates). In: G. Einsele (Editor), *Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment budget*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, pp. 94-160.
- Einsele**, G., 1996. Event deposits: the role of sediment supply and relative sea level changes—an overview. *Sedimentary Geology*, 104: pp.11-37.
- Einsele**, G., Chough, S.K. and Shiki, T., 1996. Depositional events and their records—an introduction. *Sedimentary Geology*, 104: pp.1-9.
- El Hmaidi**, A., 1993. Unités sédimentaires et paléoenvironnements du Quaternaire terminal sur

la marge rhodanienne (Golfe du Lion, France). Thèse de Doctorat, Université de Perpignan, 178 p.

Fairbanks, R.G. and Matthews, R.K., 1978. The marine oxygen isotope record in Pleistocene coral, Barbados, West Indies. *Quaternary Research* (New York), 10(2): pp.181-196.

**Fairbanks**, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342: pp.637-642.

**Farre**, J.A., 1982. Ideas on submarine canyon development and evolution. International Congress on Sedimentology = Congrès International de Sedimentologie, 11: pp.97.

**Fieux**, M., 1972. Formation d'eau dense sur le plateau continental du Golfe du Lion. In: E.d. CNRS (Editor), *Processus de formation des eaux océaniques profondes en particulier en Méditerranée occidentale*. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, pp. 165-174.

**Finetti**, I. and Del Ben, A., 1986. Geophysical study of the Tyrrhenian opening. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 28: pp.75-156.

**Flores**, J.A., Sierro, F.J., Frances, G., Vazquez, A. and Zamarreno, I., 1997. The last 100,000 years in the western Mediterranean; sea surface water and frontal dynamics as revealed by coccolithophores. *Marine Micropaleontology*, 29(3-4): pp. Pages 351-366.

**Flores**, J.A., Sierro, F.J. and Gersonde, R., 1999. Calcareous plankton stratigraphies from the "Eltanin" asteroid impact area; strategies for geological and paleoceanographic reconstruction. *Berichte zur Polarforschung*, 343: pp.29-30.

**Forel**, F.A., 1892. *Le Léman*, Vol. 1, Théorie du ravin sous-lacustre., publ. F. Rouge, Lausanne, Switzerland., pp. 381-386.

**Foucault**, A. and Raoult, J.-F., 1995. *Dictionnaire de géologie. Guides géologiques régionaux*. Masson, Paris, 324 p.

**Fouchet**, C., 1998. Étude de la sédimentation et des incisions des canyons sur la plate-forme du Golfe du Lion au cours du Plio-Quaternaire. Mémoire de Diplôme d'Études Approfondies, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 53 p.

**Frepoli**, A. and Amato, A., 1997. Contemporaneous extension and compression in the Northern Apennines from earthquake fault-plane solutions. *Geophysical Journal International*, 129(2): pp.368-388.

**Friedman**, G.M., Sanders, J.E., 1978. *Principles of Sedimentology* -. New York Prentice Hall, New York, 792 p.

**Gacic**, M., Astraldi, M. and La Violette, P.E., 1999. The Mediterranean sea-circulation, strait exchange and dense water formation processes. *Journal of marine systems*, 20(1-4): pp.445.

**Galloway**, W.E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73: pp.125-142.

**Gattacceca, J.**, 2000. Cinématique du bassin liguro-provençal entre 30 et 12 Ma., ENSMP CGES Centre de géotechnique et d'exploitation du sous-sol, 295 p.

**Gaullier, V.**, 1993. Diapirisme salifère et dynamique sédimentaire dans le bassin liguro-provençal: données sismiques et modèles analogiques, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 327 p.

**Gaullier, V.** and Bellaiche, G., 1998. Near-bottom sedimentation processes revealed by echo-character mapping studies, Northwestern Mediterranean Basin. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 82: pp.1140-1155.

**Gautier, F.**, Clauzon, G., Suc, J.P., Cravatte, J. and Violanti, D., 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 318(2): pp.1103-1109.

**Gensous, B.**, Tesson, M. and Arnold, M., 1993a. Analyse en stratigraphie séquentielle des dépôts pléistocènes de la plateforme orientale du Rhône (France): confrontation de l'analyse sismique et des données de terrain. C. R. Acad. Sci. Paris, 317: pp.803-810.

**Gensous, B.**, Williamson, D. and Tesson, M., 1993b. Late-Quaternary transgressive and highstand deposits of a deltaic shelf (Rhône delta, France). In: H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.A. Haq and G.P. Allen (Editors), Sequence stratigraphy and facies associations. International Association of Sedimentologists Spec. Pub. 18, Blackwell, Oxford, pp. 197-212.

**Gensous, B.** and Tesson, M., 1996. Sequence stratigraphy, seismic profiles, and cores of Pleistocene deposits on the Rhône continental shelf. *SEDimentary Geology*, 105: pp.183-190.

**Gensous, B.** and Tesson, M., 1997. Les dépôts postglaciaires de la plate-forme rhodanienne; organisation stratigraphique et conditions de mise en place. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie II, Sciences de la Terre et des Planetes. 325(9): pp.695-701.

**Gervais, P.**, 1867-1869. zoologie et paléontologie générale. Nouvelles recherches sur les animaux vertébrés vivants et fossiles, Paris, 263 p.

**Gignoux, M.**, Session International Geological Congress. Pliocene et quaternaire marins de la Méditerranée occidentale. Report of the ..

**Glangeaud, L.**, Bellaiche, G., Genesseeux, M. and Pautot, G., 1968. Phénomènes pelliculaires et épidermiques du rch Bourcart (golfe du Lion) et de la mer hesperienne. Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Académie des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles, 267(13): pp.1079-1083.

**Gorini, C.**, Le Marrec, A. and Mauffret, A., 1993. Contribution to the structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (Western Mediterranean) from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. Bulletin de la Société Géologique de France, 164(3): pp.353-363.

**Gorini, C.**, Mauffret, A., Guennoc, P. and Le Marrec, A., 1994. Structure of the Gulf of Lions

(Northwestern Mediterranean Sea). In: A. Mascle (Editor), *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 223-243.

**Got**, H., Guille, A., Monaco, A. and Soyer, J., 1968. Carte sédimentologique du plateau continental au large de la côte catalane française (P.-O.). *Vie et Milieu*, 19(2-B): pp.273-290.

**Got**, H., Monaco, A. and Reyss, D., 1969. Les canyons sous-marins de la mer Catalane, le rech du Cap et le rech Lacaze-Duthiers. II-Topographie de détail et carte sédimentologique. *Vie et Milieu*, Série B Océanographie, XX(2-B): pp.257-278.

**Got**, H., 1973. Etude des corrélations tectonique-sédimentation au cours de l'histoire quaternaire du précontinent pyrénéo-catalan. Thèse de Docorat d'Etat, Université de Perpignan, Université de Perpignan, 294 p.

**Got**, H. and Stanley, D.J., 1974. Sedimentation in two Catalanian canyons, northwestern Mediterranean. *Marine Geology*, 16: pp.91-100.

**Got**, H. et al., 1979. Structures sédimentaires sur les marges du Golfe du Lion et de Catalogne. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 21(4): pp.281-293.

**Got**, H., Aloisi, J.C., Monaco, A., Biscaye Pierre, E. and Pocklington, R., 1990. The Holocene sedimentation on the Gulf of Lions margin; a quantitative approach  
In: France-JGOFS, ECOMARGE; particle fluxes and ecosystem response on a continental margin; the Mediterranean experiment. *Continental Shelf Research*, 10(9-11): pp.841-855.

**Greslou**, 1984. Partie B : De Sète à Marseille. In: SOGREAH (Editor), *Catalogue sédimentologique des côtes françaises*. Ministère des transport, pp. 113-196.

**Griggs**, G.B. and Kulm, L.D., 1970. Sedimentation in Cascadia deep-sea channel, *Geological Society of America Bulletin*, pp. 1361-1384.

**Gueguen**, E., 1995. La Méditerranée Occidentale : un véritable océan. Exemple de segmentation des marges et de hiatus cinématiques. Implications sur les processus d'amincissement crustal. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 281 p.

**Guennoc**, P., Gorini, C. and Mauffret, A., 2000. Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie u rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne. *Géologie de la France*, 3: pp.67-97.

**Guillocheau**, F., Lejay, A., Homewood, P. and Hoffert, M., 1989. Effet de variations du niveau relatif de la mer à très haute fréquence sur l'agencement de corps sédimentaires côtiers tidaux : importance relative des contrôles auto- et allo-cycliques. *C. R. Acad. Sci., Paris, sérieII*, 309: pp.1047-1053.

**Guillocheau**, F., 1990. Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme : l'exemple Dévonien Armoricaïn, *Louis Pasteur Strasbourg*, 257 p.

**Guillocheau**, F., 1991. Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien Armoricaïn) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 15(2): pp.383-410.



- Guillocheau, F.**, 1995. Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 320(IIa): pp.1141-1157.
- Guiot, J.**, Pons, A., De Beaulieu, J.-L. and Reille, M., 1989. A 140 000 year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature*, 338: pp.309-437.
- Haq, B.U.**, Hardenbol, J. and Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235: pp.1156-1167.
- Haq, B.U.** and Boersma, A., 1998. *Introduction to Marine micropaleontology*. Elsevier, Singapore, 376 p.
- Heezen, B.C.** and Ewing, M., 1952. Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks Earthquake, *American Journal of Science*, pp. 849-873.
- Heezen, B.C.** and Drake, C.L., 1964. Grand Banks Slump, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, pp. 221-233.
- Heezen, B.C.**, Menzies, R.J., Schneider, E.D., Ewing, W.M. and Granelli, N.C.L., 1964. Congo submarine canyon, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, pp. 1126-1149.
- Heezen, B.C.**, 1968. The Atlantic Continental Margin. *U. M. R. Journal*, 1: pp.5-25.
- Heezen, B.C.** and Hollister, C.D., 1971. *The Face of the Deep*. Oxford University Press, 659 p.
- Helland-Hansen, W.** and Martinsen, O.J., 1996. Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, 66(4): pp.670-688.
- Homewood, P.**, Guillocheau, F., Eschard, R. and Cross, T.A., 1992. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 16(2): pp.357-381.
- Homewood, P.**, Mauriaud, P. and Lafont, F., 1995. Aide-mémoire à l'intention des interpréteurs. *Rapport Elf Aquitaine*. Elf Aquitaine, Pau, 30 p.
- Hsü, K.J.**, Cita, M.B. and Ryan, W.B.F., 1973. The origine of the Mediterranean evaporites, Initial reports of the deep sea drilling project. D.C., U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 1203-1231.
- Hunt, D.** and Tucker, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81: pp.1-9.
- Jervey, M.T.**, 1988. Quantitative geological modelling of siliclastic rock sequences and their seismic expressions. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St Kendall, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner (Editors), *Sea-level changes: an integrated approach*. SEPM Special Publication, Tulsa, pp. 47-69.

**Joly**, F. et al., 1997. France. In: C. Embleton and C. Embleton Hamann (Editors), Geomorphological hazards of Europe. Developments in Earth Surface Processes. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, Netherlands, pp. 115-145.

**Karl**, H.A., Cacchione, D.A. and Carlson, P.R., 1986. Internal-wave currents as mechanism to account for large sand waves in Navarinsky Canyon head, Bering Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56(5): pp.706-714.

**Kastens**, K. and Mascle, J., 1990. Geological evolution Tyrrhenian Sea: Introduction, scientific results, ODP LEG 107. Proceedings of the Ocean Program Scientific results, 107(No. 499): pp.3-26.

**Kenter**, J.A.M., 1990. Controls on the geometry and slope angle of carbonate platform flanks; implications for seismic stratigraphy. In: Anonymous (Editor), 13th international sedimentological congress; abstracts. International Sedimentological Congress. International Association of Sedimentologists, Comparative Sedimentology Division, Utrecht, Netherlands, pp. 264-265.

**Keraudren**, B., 1992. Chronostratigraphie du Quaternaire méditerranéen. *Geochronique*, 44: pp.19-20.

**Kergoat**, R., 1998. Mise en place d'un debris-flow sur le glaciais catalano-languedocien. Rapport de DEA (Géologie, Géophysique et Géochimie sédimentaires), Universités de Paris XI et de Lille 1.

**Klinck**, J.M., 1988. The influence of a narrow transverse canyon on initially geostrophic flow. *Journal of Geophysical Research*, 93: pp.509-515.

**Kneller**, B., 1995. Beyond the turbidite paradigm: Physical models for deposition of turbidites and their implications for the reservoir prediction. In: A.J. Harley and D.J. Prosser (Editors), Characterization of deep marine clastic systems. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, pp. 31-49.

**Krijgsman**, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J. and Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400(12): pp.652-655.

**Kuenen**, P.H., 1937. Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons.

**Kuenen** Ph, H., 1938. Density currents in connection with the problem of submarine canyons. *Geological Magazine*, 888(75): pp.Pages 241-249.

**L'Homer**, A., Bazile, F., Thommeret, J. and Thommeret, Y., 1981. Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7 000 BP à nos jours ; variations du niveau marin. *Oceanis*, 7(4): pp.389-408.

**Labeyrie**, J., Lalou, C., Monaco, A. and Thommeret, J., 1976. Chronologie des niveaux eustatiques sur la côte du Roussillon de -33000 ans B.P. à nos jours. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 282: pp.349-352.

**Labeyrie, L.D.**, 1987. Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. *Nature*, 327(6122): pp.477-482.

**Labeyrie, L.D.**, 1989. Une courbe du niveau marin sur 150 000 ans. d'après Labeyrie, 1987, pers. com.

**Lacombe, H.**, 1965. Cours d'océanographie physique. Gauthiers-Villars, Paris.

**Lafont, F.**, 1994. Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocene du Bassin de Jaca (Pyrénées espagnoles). Thèse de Doctorat, Université de Rennes 1, Mémoires Géosciences Rennes, Rennes, 270 p.

**Lagaaij, R.** and Kopstein, F.P.H., 1964. Typical features of a fluviomarine offlap sequence. In: L.M.J. Van Straaten (Editor), *Deltaic and shallow marine deposits*. Elsevier Pub. Co., Amsterdam, pp. 216-226.

**Laine, E.P.**, Damuth, J.E. and Jacobi, R., 1986. Surficial sedimentary processes revealed by echo-character mapping in the western North Atlantic Ocean. In: T.G.S.o. America (Editor), *The Geology of North America*, pp. 427-436.

**Lamy, A.**, Millot, C. and Molines, M., 1981. Bottom pressure and sea level measurements in the Gulf of Lions. *Journal of Physical Oceanography*, 11: pp.394-410.

**Le Cann, C.**, Coutelle, A., Rehault, S.P., Pautot, G. and Anonymous, 1985. Tectonique, diapirisme et sédimentation au cours du Pliocene dans le bassin Ligure  
In: XXIXeme Congres-assemblee pleniere de la C.I.E.S.M. Rapports et Proces Verbaux des Reunions - Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la Mer Mediterranee, 29(2): pp.Pages 51-52.

**Le Cann, C.**, 1987. Le diapirisme dans le bassin Liguro-Provençal (Méditerranée occidentale). Relation avec la tectonique et la sédimentation. Conséquences géodynamiques. Thèse de Doctorat, Univ. Bretagne Occidentale, Brest.

**Leenhardt, O.**, 1968. Le probleme des domes de la Mediterranee occidentale; etude geophysique de la structure A. *Compte Rendu Sommaire des Seances de la Societe Geologique de France*, 6: pp.173.

**Lericolais, G.** and Berne, S., 1990. Apport de l'acquisition et du traitement numérique de la sismique réflexion très haute résolution à l'étude des corps sableux de plate-forme. *Bull. Cent. Rech. Expl. Prod. Elf Aquit.*, 14(1): pp.185-196.

**Lofi, J.**, 2002. La crise de salinité messinienne: conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du golfe du Lion. Doctorat, Université de Lille, Lille, 261 p.

**Lofi, J.** et al., 2003. Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian salinity crisis. *Marine Geology*, 198(3-4): pp.289-317.

**Lourens, L.J.**, 1994. Astronomical forcing of mediterranean climate during the last 5.3 million years. P.H.D., Utrecht.

**Lowe, D.R.**, 1976. Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology*, 23(3): pp.285-308.

**Lowe, D.R.**, 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits, *Geology of continental slopes*. SEPM Special Publication, Tulsa, pp. 75-82.

**Lyell, C.**, 1839. Remarks on some fossil and recent shells collected ... in Canada.

**Mahieux, G.**, Proust, J.N., Tessier, B. and DeBatist, M., 1998. Comparison between high-resolution seismic and sequence stratigraphic approaches applied to the Upper Jurassic deposits of the Dover Strait area (northern France). *Marine and Petroleum Geology*, 15(4): pp.329-342.

**Mankinen, E.A.** and Dalrymple, G.B., 1979. Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m.y. B.P. *Journal of Geophysical Research*, 84(B2): pp.615-626.

Martinson, D.G. et al., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27: pp.1-29.

**Mathieu, C.**, 1986. Histoire geologique du Sous-Bassin de Parentis. In: Anonymous (Editor), *La subsidence des bassins sedimentaires; Seminaire organise en hommage et a la memoire d'Etienne Winnock*. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine. Societe Nationale Elf-Aquitaine (Production), France, pp. 33-47.

**Mattauer, M.** and Proust, F., 1967. L'évolution structurale de la partie Est du domaine Pyrénéo-Provençal au Crétacé et au Paléogène. *Trav. Lab. Géoch. Biosphère*: pp.9-20.

**Mattauer, M.** and Henry, J., 1974. Pyrenees, Mesozoic-Cenozoic orogenic belts; Data for Orogenic Studies; Alpine-Himalayan orogens. Special Publication - Geological Society of London. Geological Society of London, London, United Kingdom, pp. 3-21.

**Mattauer, M.**, Proust, F., Etchecopar, A. and Anonymous, 1977. Lineation "a" et mecanisme de cisaillement simple lie au chevauchement de la nappe des schistes lustres en Corse In: *Geodynamique de la Mediterranee occidentale et de ses abords*. Bulletin de la Societe Geologique de France, 19(4): pp.841-847.

**Mauffret, A.**, 1976. Étude géodynamique de la marge des îles Baléares. Thèse d'État, Univ. Paris VI.

**Mauffret, A.**, Pascal, G., Maillard, A. and Gorini, C., 1995. Tectonics and deep structure of the north-western Mediterranean Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 12(6): pp.645-666.

**Mauffret, A.**, Durand, d.G.B., dos, R.A.T., Gorini, C. and Necessian, A., 2001. Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (western Mediterranean). *Journal of Structural Geology*, 23(11): pp.1701-1726.

**Maury, M.F.**, 1855. *The Physical Geography of the Sea*. Harper Brothers,, New York.

**Menard, H.W.**, Smith, S.M. and Pratt, R.M., 1965. The Rhone deep-sea fan  
In: *Submarine geology and geophysics (Colston Res. Soc., Symposium, 17th, Pr.)*. Pages 271-285.

**Méar, Y.**, 1984. Séquences et unités sédimentaires du glacis rhodanien, thèse de 3ème cycle. Thèse de Doctorat de 3ème Cycle, Université de Perpignan, Perpignan, 223 p.

**Middleton, G.V.** and Hampton, M.A., 1973. Turbidites and deep water sedimentation, SEPM Pacific Section.

**Milankovitch, M.**, 1941. Canon of insolation and ice-age problem (English translation). Special Publication of the Royal Serbian Academy, 132, 33 p.

**Millot, C.**, 1979. Wind induced upwellings in the Gulf of Lions. *Oceanologica Acta*, 2(3): pp.261-274.

**Millot, C.** and Crépon, M., 1981. Inertial oscillations on the continental shelf of the Gulf of Lions. Observations and theory. *Journal of Physical Oceanography*, 11: pp.639-657.

**Millot, C.**, 1987. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta*, 10(2): pp.143-149.

**Millot, C.**, 1990. The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, 10(9-11): pp.885-894.

**Mitchum, R.M.**, Vail, P.R. and Thompson, S., 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: C.E. Payton (Editor), *Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration*. AAPG Mem. 26, Tulsa, Oklahoma, pp. 53-62.

**Mitchum, R.M.**, Vail, P.R. and Sangree, J.B., 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In: C.E. Payton (Editor), *Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration*. AAPG Mem. 26, Tulsa, Oklahoma, pp. 117-133.

**Mitchum, R.** and Vail, P., 1977c. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7: Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure. In: C.E. Payton (Editor), *Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*. A.A.P.G. Memoir, Tulsa.

**Mitchum, R.M.** and Van Wagoner, J.C., 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70: pp.131-160.

**Monaco, A.**, 1971. Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Perpignan, Perpignan, 295 p.



**Monaco, A.** et al., 1982. Essai de reconstitution des mécanismes d'alimentation des éventails sédimentaires profonds de l'Ebre et du Rhône (Méditerranée occidentale). Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, 31: pp.99-109.

**Monaco, A.**, 2000. Atelier Golfe du Lion du GDR Marges, Paris.

**Montigny, R.**, Edel, J.B. and Thuizat, R., 1981. Oligo-Miocene rotation of Sardinia; K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. Earth and Planetary Science Letters, 54(2): pp.261-271.

**Mountain, G.S.**, Damuth, J.E., McHugh, C.M.G., Lorenzo, J.M. and Fulthorpe, C.S., 1996. Origin, reburial, and significance of a Middle Miocene canyon, New Jersey continental slope.

**Mountain, K.G.** Miller, P. Blum, C.W. Poag and D.C. Twichell (Editors), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Ocean Drilling Program, College Station, Texas, pp. 283-292.

**Mulder, T.** and Syvitski, J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. Journal of Geology, 103: pp.285-299.

**Mulder, T.** and Syvitski, J.P.M., 1996. Climatic and morphologic relationships of rivers: implications of sea-level fluctuations on river loads, The Journal of Geology, pp. 509-523.

**Mulder, T.** and Cochonat, P., 1996. Classification of offshore mass movements. Journal of Sedimentary Research, 66(1): pp.43-57.

**Myers, P.G.**, Haines, K. and Rohling, E.J., 1999. Modelling the paleo-circulation of the Mediterranean: the Last Glacial Maximum and the Holocene with emphasis on the formation of Sapropel. Paleooceanography.

**Nardin, T.R.**, Hein, F.J., Gorsline, D.S. and Edwards, B.D., 1979. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base of slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In: L.J. Doyle and O.H. Pilkey (Editors), Geology of continental slopes. SEPM Special Publication, Tulsa, pp. 61-73.

**Nesteroff, W.D.**, 1973. Mineralogy, petrography, distribution, and origin of the Messinian Mediterranean evaporites, Initial reports of the deep sea drilling project. D.C., U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 673-694.

**Nouzé, H.**, 1993. Intégration de nouveaux modules de traitement de sismique très haute résolution dans Sithere. 9305, IFREMER.

**Nouzé, H.** and Chauchot, P., 1999. « Les sismiques » : des outils essentiels pour l'étude des structures océaniques. Géosciences Marines, 21: pp.25-29.

**O'Connell, S.**, Normark, W.R., Ryan, W.B.F. and Kenyon, N.H., 1991. An entrenched thalweg channel on the Rhône fan : interpretation from a SEABEAM and SEAMARC I survey, SEPM Special Publication, pp. 259-270.

**O'Connell, S.,** McHugh, C. and Ryan, W.B.F., 1995. Unique fan morphology in an entrenched thalweg channel on the Rhône Fan. In: R.N.H. K.K. Pickering, N.H. Kenyon, Ricci Luchi and R.D.A. Smith (Editor), Atlas of deep water environments. Chapman and Hall, London, pp. 80-83.

**Odin, G.S.** and Odin, C., 1990. Echelle numérique des temps géologiques. *Géochronique*, 35: pp.12-21.

**ODP**, 1996. Drilling Probes Mediterranean Climate and Oceanography. *EOS*, 77(3): pp.19,21.

**Olivet, J.L.**, 1996. La cinématique de la plaque Iberique | O Kinematics of the Iberian Plate. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 20(1): pp.131-195.

**Oomkens, E.**, 1970. Depositional Sequences and Sand Distribution in the Postglacial Rhône Delta Complex. In: J.P. Morgan and R.H. Shaver (Editors), *Deltaic Sedimentation. Modern and Ancient*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication N°15, Tulsa, Oklahoma, pp. 198-212.

**Orange, D.L.** and Breen, N.A., 1992. The effects of fluid escape on accretionary wedges; 2, Seepage force, slope failure, headless submarine canyons, and vents. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, 97(6): pp.9277-9295.

**Orange, D.L.** et al., 1994. Headless submarine canyons and fluid flow on the toe of the Cascadia accretionary complex; all seeps are in canyons, but not all canyons have seeps, and not all seeps are alike. In: Anonymous (Editor), Geological Society of America, 1994 annual meeting. Abstracts with Programs - Geological Society of America. Geological Society of America (GSA), Boulder, CO, United States, pp. 458.

**Orange, D.L.** et al., 1997. Active and episodic fluid flow on the southern Cascadia continental shelf and slope. In: Anonymous (Editor), AGU 1997 fall meeting. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*. American Geophysical Union, Washington, DC, United States, pp. 687.

**Paquet, J.** and Mansy, J.L., 1992. Evolution alpine du massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyrenées-Orientales). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 315(4): pp.487-494.

**Parde, M.**, 1968. *Fleuves et rivières*. A. Colin, Paris.

**Payton, C.E.**, 1977. *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploitation*. Amer. Assoc. Petroleum Geol. Memoir 26, Tulsa, Oklahoma, 516 p.

**Penk, A.** and Bruckner, E., 1901-1909. *Die Alpen im Eiszeitalter*, Leipzig.

**Pierre, C.**, Belanger, P., Saliège, J.F., Urrutiaguer, M.J. and Murat, A., 1999. Paleoceanography of the western Mediterranean during the Pleistocene: oxygen and carbon isotope records at Site 975. In: R. Zahn, M.C. Comas and A. Klaus (Editors), *Proc. ODP, Sci. Results*, 161. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 481-488.

**Pirazzoli, P.A.**, 1991. World atlas of Holocene sea-level changes. Oceanography Series, 58. Elsevier, 300 p.

**Pirmez, C.**, R. T. Beaubouef, and S. J. Friedmann (ExxonMobil), 2000. Equilibrium profile and base level in submarine channels: Examples from late Pleistocene systems and implications for the architecture of deep water reservoirs, deep-water reservoirs of the world 20th annual bob f. perkins research conference, Houston.

**Plint, A.G.**, Walker, R.G. and Bergman, K.M., 1986. Cardium Formation 6. Stratigraphic framework of the Cardium Formation in subsurface. Bull. Can. Petrol. Geol., 34: pp.213-225.

**Plint, A.G.**, 1988. Sharp-based shoreface sequences and "offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta: their relationship to relative changes in sea level. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), Sea-level changes: an integrated approach. SEPM Special Publication No. 42, Tulsa, pp. 357-370.

**Plint, A.G.**, 1991. High-frequency relative sea-level oscillations in Upper Cretaceous shelf clastics of the Alberta foreland basin: possible evidence for a glacio-eustatic control? In: I.M. McDonald (Editor), Sedimentation, Tectonics and Eustasy - Sea-Level Changes at Active Margins. Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ., pp. 409-428.

**Pons, A.**, Toni, C.L. and Triat, H., 1979. Edification de la Camargue et histoire holocène de sa végétation. Terre et vie, Rev. Ecol., 2: pp.13-30.

**Popescu, I.**, 2002. Analyse des processus sédimentaires récents dans l'éventail profond du Danube (mer Noire), Thèse de Doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest.

**Popescu, I.**, Lericolais, G., Panin, N., Normand, A., Dinu C., Le Drezen E., 2004. The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes. Marine Geology: pp.17.

**Posamentier, H.W.**, Jervey, M.T. and Vail, P.R., 1988a. Eustatic controls on clastic deposition I. Conceptual framework. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), Sea-Level Changes- an Integrated Approach. SEPM Spec. Pub. 42, Tulsa, pp. 102-124.

**Posamentier, H.W.** and Vail, P.R., 1988b. Eustatic controls on clastic deposition II. Sequences and system tract models. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), Sea-Level Changes- an Integrated Approach. SEPM Spec. Pub. 42, Tulsa, pp. 125-154.

**Posamentier, H.W.**, Allen, G.P., James, D.P. and Tesson, M., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 76: pp.1687-1709.

**Posamentier, H.W.** and Allen, G.P., 1993. Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. Sedimentary Geology, 86: pp.91-109.

**Pratson, L.F.**, Ryan, W.B.F., Mountain, G.S. and Twichell, D.C., 1994. Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows; evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. Geological Society of America Bulletin, 106(3): pp.395-412.

**Pratson**, L.F., Coakley, B.J. and Beltran, M.Z., 1996. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. Oligocene-Miocene depositional history of the northern part of the lower Magdalena Basin, Colombia, based on foraminiferal biofacies and seismic stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 108(2): pp.225-234.

**Prior**, D.B. and Doyle, E.H., 1985. Intra-slope canyon morphology and its modification by rockfall processes, U.S. Atlantic continental margin, *Marine Geology*, pp. 177-196.

**Puigdefabregas**, C., Munoz, J.A. and Verges, J., 1992. Thrusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees. In: K.R. McClay (Editor), *Thrust tectonics*. Chapman & Hall, London, United Kingdom, pp. 247-254.

**Puigdefàbregas**, C., 1975. La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Monografías Instituto Estudios Pirenaicos*, 104: pp.188p.

**Rabineau**, M., Berné, S., Le Drezen, E., Lericolais, G. and Rotunno, M., 1998. 3D architecture of lowstand and transgressive Quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lions, France. *Marine and Petroleum Geology*, 15(5): pp.439-452.

**Rabineau**, M., 2001. Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires de la plate-forme du Golfe du Lion : enregistrement des cycles glacioeustatiques de 100 000 ans. Thèse de Doctorat, Université de Rennes 1, 445 p.

**Rabineau**, M. et al., 2004. Sedimentary sequences in the Gulf of Lions: a record of 100,000 years climatic cycles. *Marine and Petroleum Geology*.

**Raffi**, I., Backman, J., Rio, D. and Shackleton, N.J., 1993. Plio-Pleistocene nannofossil biostratigraphy and calibration to oxygen isotope stratigraphies from Deep Sea Drilling Project site 607 and Ocean Drilling Program site 677. *Paleoceanography*, 8(3): pp.387-408.

**Raffi**, I. and Flores, J.A., 1995. Pleistocene through Miocene calcareous nannofossils from eastern Equatorial Pacific Ocean (Leg 138). In: G. Pias Nicklas et al. (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program; scientific results; eastern Equatorial Pacific, covering Leg 138 of the cruises of the drilling vessel JOIDES Resolution, Balboa, Panama, to San Diego, California, Sites 844-854, 1 May-4 July 1991. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States*, pp. 233-286.

**Reading**, H.G. and Richards, M., 1994. Turbidites systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, pp. 792-822.

**Reading**, H.G., 1996. *Sedimentary environments; processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 688 p.

**Rehault**, J.P. and Stanley, D.J., 1981. Submarine fans and margin progradation in the Corsican Trough In: *Geologie et géophysique marines; Vingt-septieme congrès CIESM. Rapports et*

Proces Verbaux des Reunions - Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la Mer Mediterranee, 27(8): pp.155-156.

**Rehault**, J.P., Boillot, G. and Mauffret, A., 1984. The western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, 55(3-4): pp.Pages 445-475.

**Réhault**, J.-P., Mascle, J., Fabbri, A., Moussat, F. and Thommeret, M., 1987. The Tyrrhenian Sea before Leg 107: marine geology and geophysics. In: K.A. Kasten and J.e.a. Mascle (Editors), *Proceedings of Ocean Drilling Program Initial Reports*. College Station, TX: Ocean Drilling Program, pp. 5-35.

**Rekacewicz**, P., 2000. Regards politiques sur les territoires. *Le Monde*.

**Renault-Miskovsky**, J., 1992. La palynologie du Quaternaire européen: chronostratigraphie-paléoclimatologie et paléoenvironnement végétal de l'homme fossile. *Géochronique*, 44: pp.21-25.

**Reynaud**, J.Y., 1996. Architecture et évolution d'un banc sableux de Mer Celtique Méridionale. Thèse de Doctorat, Université de Lille 1, Lille, France, 256 p.

**Reyss**, D., 1969. Les canyons sous-marins de la mer catalane, le rech du Cap et le rech Lacaze-Duthiers. I- Bathymétrie et topographie. *Vie et Milieu*, 20(1B): pp.13-36.

**Riding**, R., Braga, J.C., Martin, J.M. and Sanchez-Almazo, I.M., 1998. Mediterranean Messinian salinity crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southeastern Spain. *Marine Geology*, 146: pp.1-20.

**Rio**, D., Sprovieri, R. and Channell, J., 1990. Pliocene-Pleistocene paleoenvironmental history of the western Mediterranean: a synthesis of ODP Site 653 results. In: K.A. Kastens, J. Mascle and a. et (Editors), *Proc. ODP, Sci. Results*, 107. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 695-704.

**Rio**, D., Raffi, I. and Villa, G., 1990. Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution pattern in the Western Mediterranean. In: K.A. Kastens, J. Mascle and a. et (Editors), *Proc. ODP, Sci. Results*, 107. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 513-533.

**Rocher**, M., Lacombe, O. and Angelier, J., 1998. Tectogenese pyreneenne dans le bassin flexural d'Aquitaine; apports de la reconstitution de paleocontraintes. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II. Sciences de la Terre et des Planetes*, 326(2): pp.129-135.

**Roger**, S., Münch, Ph., Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Féraud, G., Pestrea, S., Conesa, G. & Ben Moussa, A., 2000. -  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the pre-evaporitic Messinian marine sequences of the Melilla basin (Morocco) : A proposal for some bio-sedimentary events as isochrons around the Alboran Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 179: pp.101-113.

**Rouchy**, J.M., 1982. La crise evaporitique messinienne de Mediterranee; nouvelles propositions pour une interprétation genetique. *Bulletin du Museum National d'Histoire Naturelle*, 4(3-4): pp.107-136.

**Ruddiman**, W.F., McIntyre, A. and Raymo, M., 1986. Paleoenvironmental results from North



Atlantic sites 607 and 609. In: S. Orlofsky (Editor), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington, pp. 855-878.

**Ruddiman**, W.F., Raymo M. E., Martinson D. G., Clement B. M. and Backman J., 1989. Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and north Atlantic ocean. *Paleoceanography*, 4 (4): pp.353-412.

**Ryan**, W.B.F., Hsü, K.J. and al., e., 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, parts 1-2. 13: pp.1-1447.

**Sans**, M. and Sabat, F., 1993. Pliocene salt rollers and syn-kinematic sediments in the northeast sector of the Valencia trough (Western Mediterranean). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164(2): pp.189-198.

**Sartori**, R., 1990. The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to recent geology of peri-tyrrhenian areas. In: K.A.e.a. Kasten (Editor), Proc. Scientific Results ODP, pp. 715-730.

**Savoie**, B. and Piper, D.J.W., 1991. The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. *Marine Geology*, 97: pp.279-304.

**Shackleton**, N.J., 1977. The oxygen isotope stratigraphic record of the Late Pleistocene. *Philosophical Transactions of the royal Society of London B*, 280: pp.169-182.

**Shackleton**, N.J. et al., 1984. Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature*, 307: pp.620-623.

**Shackleton**, N.J., Hall, M.A. and Pate, D., 1995. Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 138: pp.337-355.

**Shepard**, F.P., 1933. Submarine valleys. *Geographical Review*, 23(1): pp.77-89.

**Shepard**, F.P., Emery, K.O. and LaFond, E.C., 1941. Rip currents; a process of geological importance. *Journal of Geology*, 49(4): pp.337-369.

**Shepard**, F.P. and Inman, D.L., 1977. Nearshore circulation. In: S. Fisher John and R. Dolan (Editors), *Beach processes and coastal hydrodynamics*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA, United States, pp. 152-161.

**Shepard**, F.P., 1979. Currents in submarine canyons and other types of sea-valleys. In: L.J. Doyle and O.H. Pilkey (Editors), *Geology of continental slopes*. SEPM Special Publication, Tulsa, pp. 85-94.

**Sissingh**, W., 2001. Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland; correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics*, 333(3-4): pp.361-400.

**Sloss**, L.L., 1962. Stratigraphical models in exploration. *J. Sediment. Petrol.*, 32: pp.415-422.

Smith, W.H.F. and Sandwell, D.T., 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277(5334): pp.1956-1962.

**Soulsby**, R.L., 1994. Manual of marine sands. HR Wallingford Ltd Report SR 351, Wallingford, 70 p.

**Souquet**, P. and Deramond, J., 1989. Sequence de chevauchements et sequences de depot dans un bassin d'avant-fosse; exemple du sillon cretace du versant sud des Pyrenees (Espagne). Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre, 309(1): pp.137-144.

**Stanley**, D.J., Got, H., Leenhardt, O. and Weiler, Y., 1974. Subsidence of the Western Mediterranean Basin in Pliocene-Quaternary Time: Further Evidence. *Geology*, 2(7): pp.345-350.

**Statham**, I., 1974. The relationship of porosity and angle of repose to mixture proportions in assemblages of different sized materials. *Sedimentology*, 21(1): pp.149-162.

**Steckler**, M.S. and Watts, A.B., 1980. The Gulf of Lion: subsidence of a young continental margin. *Nature*, 287: pp.425-429.

**Suanez**, S., Prosper Laget, V. and Provansal, M., 1997. Variations relatives du niveau marin dans le delta du Rhone et a Marseille; implications tectoniques et/ ou climatiques. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II, Sciences de la Terre et des Planetes. 324(8): pp.Pages 639-646.

**Suc**, J.P., 1981. La vegetation et le climat du Languedoc (Sud de la France) au Pliocene moyen d'apres la palynologie. *Paleobiologie Continentale*, 12(1): pp.7-26.

**Suc**, J.-P. and Zagwijn, W.H., 1983. Plio-pleistocene correlations between the northern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and paleoclimatic data. *Boreas*(12): pp.153-166.

**Suc**, J.P. and Bessais, E., 1990. Pérennité d'un climat thermo-xérique en Sicile avant, pendant, après la crise de salinité messinienne. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, 310(2): pp.1701-1707.

**Sultan**, N., Cochonat, P., Bourillet, J.F. and Cayocca, F., 2001. Evaluation of the risk of marine slope instability; a pseudo-3D approach for application to large areas. *Marine Georesources and Geotechnology*, 19(2): pp.107-133.

**Swift**, D.J.P. and Thorne, J.A., 1991. Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation. In: D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman and J.A. Thorne (Editors), *Shelf sand and sandstone bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, pp. 3-31.

**Tauxe**, L., Opdyke, N.D., Pasini, G. and Elmi, C., 1983. Age of Plio-Pleistocene boundary in the Vrica section, southern Italy. *Nature*, 304: pp.125-129.

**Teixell**, A., 1996. The Anso transect of the southern Pyrenees; basement and cover thrust geometries. *Journal of the Geological Society of London*, 153 Part 2: pp.301-310.

**Tesson, M., Ravenne, C. and Allen, G.P., 1989.** Application des principes de l'analyse en stratigraphie séquentielle aux prismes de bas niveau marin sur la plate-forme rhodanienne. *Strata*, 5: pp.55-57.

**Tesson, M., Ravenne, C. and Allen, G.P., 1990a.** Application des concepts de stratigraphie séquentielle à un profil sismique haute résolution transverse à la plate-forme rhodanienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 310(II): pp.565-570.

**Tesson, M., Gensous, B., Allen, G.P. and Ravenne, C., 1990b.** Late Quaternary lowstand wedges on the Rhône Continental Shelf, France. *Marine Geology*, 91: pp.325-332.

**Tesson, M., Allen, G.P. and Ravenne, C., 1993.** Late Pleistocene shelf-perched lowstand wedges on the Rhône continental shelf. In: H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.A. Haq and G.P. Allen (Editors), *Sequence stratigraphy and facies associations*. IAS Spec. Pub. 18, Blackwell Sci. Pub., Oxford, pp. 183-196.

**Tesson, M., Gensous, B. and Ravenne, C., 1994.** Architecture of Pleistocene deposits of the Languedoc shelf (Gulf of Lions, France). Relations with glacio-eustatic cycles and stratigraphic implications, 15th IAS Regional Meeting, Ischia, pp. 401-403.

**Tesson, M. and Allen, G., 1995.** Contrôle tectonique et eustatique haute fréquence de l'architecture et de la stratigraphie de dépôts de plate-forme péricratonique. Exemple du golfe du Lion (Méditerranée, France) et des dépôts quaternaires. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 320(série IIa): pp.39-46.

**Tesson, M. and Gensous, M., 1998a.** L'enregistrement des cycles climatiques et eustatiques quaternaires des marges récentes du bassin Nord-Méditerranéen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 326: pp.121-127.

**Tesson, M., Posamentier, H. and Gensous, B., 2000.** Stratigraphic organisation of Late Pleistocene deposits of the western part of the Rhone shelf (Languedoc shelf) from high resolution seismic and core data. *A.A.P.G. Bull.*

**Thierstein, H.R., Geitzenauer, K.R. and Molfino, B., 1977.** Global synchronicity of Late Quaternary coccolith datum levels: validation by oxygene isotopes. *Geology*, 5: pp.400-404.

**Thinon, I., Fidalgo, G.L., Rehault, J.P. and Olivet, J.L., 2001.** Deformations pyreneennes dans le golfe de Gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie II. Sciences de la Terre et des Planetes*, 332(9): pp.561-568.

**Thunnell, R., Williams, D., Tappa, E., Rio, D. and Raffi, I., 1990.** Pliocene-Pleistocene stable isotope record for ocean drilling program site 653, Tyrrhenian basin: implications for the paleoenvironmental history of the mediterranean sea. In: K.A. Kastens, J. Mascle and a. et (Editors), *Proc. ODP, Sci. Results*, 107. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 387-399.

**Torres, J., Olivet J.L., Droz L., Lericolais G. and Aloisi J.C., 1993b.** Les vallées fossiles du plateau continental du Golfe du Lion (Méditerranée Nord-Occidentale) - Relations avec les cycles glacio-eustatiques. In: A.d.S. Français (Editor), 4ème Congrès français de sédimentologie, Lille, France, pp. 339-340.

**Torres, J.**, 1995. Analyse détaillée du transfert de sédiment du continent vers le bassin : Le quaternaire terminal au large du Delta du Rhône (Méditerranée nord-occidentale). Phd, Université de Bretagne Occidentale, 353 p.

**Torres, J.**, Savoye, B. and Cochonat, P., 1995b. The effects of Late Quaternary sea-level changes on the Rhône slope sedimentation (northwestern Mediterranean), as indicated by seismic stratigraphy. *Journal of Sedimentary Research*, B65(3): pp.368-387.

**Unterseh, S.**, 1999. Cartographie et Caractérisation du Fond Marin par Sondeur Multifaisceaux. Phd, Nancy, 234 p.

Vail, P.R. and Mitchum, R.M., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, Part 1: overview. In: C.E. Payton (Editor), *Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*. A.A.P.G. Memoir, Tulsa.

**Vail, P.R.** et al., 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, 8(7): pp.1301-1321.

**Vail, P.R.**, Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. and Perez-Cruz, C., 1991. The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustacy and Sedimentology-an Overview. In: E.e. al. (Editor), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 617-659.

**Van Eysinga, F.W.B.** and Haq, B.U., 1987. *Geological time table-4th edition*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam.

**Van Eysinga, F.W.B.** and Haq, B.U., 1998. *Geological time table-5th edition*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam.

**Van Wagoner, J.C.** et al., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), *Sea-Level Changes- an Integrated Approach*. SEPM Spec. Pub. 42, Tulsa, pp. 39-45.

**Van Wagoner, J.C.**, Mitchum, R.M., Campion, K.M. and Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: Concepts for high resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series N° 7*, 55 p.

**Vanne, J.R.** and Stanley, D.J., 1983. Shelfbreak physiography: an overview. In: D.J. Stanley and G.T. Moore (Editors), *The shelfbreak: critical interface on continental margins*. SEPM Special Publication No. 33, Tulsa, pp. 1-24.

**Verges, J.** and Munoz, J.A., 1990. Thrust sequence in the southern central Pyrenees. In: Anonymous (Editor), *Reunion extraordinaire conjointe de la Societe Geologique de France et de la Societe Geologique d'Espagne; le programme ECORS dans les Pyrenees; 19-22 septembre 1988*. Bulletin de la Societe Geologique de France, Huitieme Serie. Societe Geologique de France, Paris, France, pp. 265-271.

**Verges, J.**, Munoz, J.A. and Martinez, A., 1992. South Pyrenean fold-and-thrust belt; role of

foreland evaporitic levels in thrust geometry. In: K.R. McClay (Editor), Thrust tectonics. Chapman & Hall, London, United Kingdom, pp. 255-264.

**Verges**, i.M.J., 1994. Estudio geológico de la vertiente sur del Pirineo oriental y central; evolución cinemática en 3D. *Acta Geologica Hispanica*, 29(2-4): pp.195-199.

**Vergnaud-Grazzini**, C., Saliège, J.F., Urrutiager, M.J. and Iannace, A., 1990. Oxygen and Carbon isotope Stratigraphy of ODP Hole 653A and site 654: the Pliocene-Pleistocene glacial history recorded in the Tyrrhenian basin (West Mediterranean). In: K.A. Kastens, J. Mascle and a. et (Editors), Proc. ODP, Sci. Results, 107. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 361-386.

**Vigliotti**, L. and Langenheim, V.E., 1995. When did Sardinia stop rotating? New palaeomagnetic results. *Terra Nova*, 7(4): pp.424-435.

**Von Grafenstein**, R., Zahn, R., Tiedemann, R. and Murat, A., 1999. Planktonic  $\delta O_{18}$  records at Sites 976 and 977, Alboran Sea: Stratigraphy, forcing, and paleoceanographic implications. In: R. Zahn, M.C. Comas and A. Klaus (Editors), Proc. ODP, Sci. Results, 161. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 469-479.

**Waelbroeck**, C. et al., 2002. Sea level and deep water changes derived from benthic Foraminifera isotopic record. *Quaternary Science Review*, 21(1-3): pp.295-305.

**Wei**, W., 1993. Calibration of Upper Pliocene-Lower Pleistocene nannofossil events with oxygen isotope stratigraphy. *Paleoceanography*, 8: pp.85-99.

**Weller**, J.M., 1960. Stratigraphic facies differentiation and nomenclature. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 42(3): pp.609-639.

**Wheeler**, H.E., 1958. Time stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 42: pp.1047-1063.

**Zachos**, J. et al., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present, *Science*, 292: pp.686-693.

**Zagwijn**, W.H., 1992. The beginning of ice age in Europe and its major subdivision. *Quaternary Science Review*, 11: pp.583-591.

**Ziegler**, P.A., 1987d. Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland—a geodynamic model. *Tectonophysics*, 137: pp.389-342.

**Ziegler**, P.A., Cloetingh, S. and van Wees, J.-D., 1995. Dynamics of intra-plate compressional deformations: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252: pp.7-59.

**Zitellini**, N. et al., 1986. Neogene tectonic of the northern Tyrrhenian Sea. In: Paleogeography and geodynamics of the periTyrrhenian area; proceedings. *Giornale di Geologia*, 48(1-2): pp.Pages 25-40.





*Liste des figures*



- Figure I-1** : Carte de 1850 du “ Coast Survey ” des Etats Unis montrant l’existence d’un fort contraste bathymétrique à l’intérieur de la baie de Monterrey ; la sonde passe de 50 brasses à 120 brasses pour se trouver à 54 brasses dans la mesure suivante. \_\_\_\_\_ 16
- Figure I-2**: Carte de Maury, éditée dans “ The Physical Geography of the Sea ” (Maury, 1855). 16
- Figure I-3** : Carte bathymétrique du Golfe du Mexique où l’on observe, à l’embouchure du Mississipi, l’existence d’une vallée sous-marine et son delta associé ( “ coast survey ”, 1878) . \_ 17
- Figure I-4** : Premier contournage d’un canyon sous-marin (Davidson, 1897). \_\_\_\_\_ 18
- Figure I-5** : Nombre des publications sur les canyons sous-marins tout au long du XX<sup>ème</sup> siècle, enregistrées dans la base de données GEOREF. \_\_\_\_\_ 19
- Figure I-6** : Schéma interprétatif du canyon Lacaze-Duthiers proposé par Bourcart (Bourcart et al., 1958). \_\_\_\_\_ 20
- Figure I-7** : Topographie de Grand Banks avec les heures qui marquent la rupture successive des câbles sous-marins après un tremblement de terre de 1929. \_\_\_\_\_ 21
- Figure I-8** : Carte détaillée de la morphologie de la tête du canyon de l’Aude (J-L Olivet, com. pers.), la partie supérieure de la carte a été publié par Duplaix et Olivet (1971). \_\_\_\_\_ 22
- Figure I-9**: Courants de turbidité, rupture de câbles et canyons érosifs à l’embouchure de la rivière Magdalena en Colombie (Heezen, 1971). \_\_\_\_\_ 23
- 
- Figure II-1**: Cadre géographique du golfe du Lion \_\_\_\_\_ 27
- Figure II-2**: Evolution de l’Ibérie par rapport à l’Europe entre le Santonien et le Burdigalien (d’après Thinon et al., 2001) **(a)** Entre les anomalies C34 (~84 Ma, Santonien) et C31 (~68 Ma, Maastrichtien), l’Ibérie se déplace avec un pôle de rotation qui se situe dans le golfe de Gascogne (P). Ceci produit un mouvement en ciseaux: de la compression à l’Est qui augmente progressivement vers les Pyrénées, et de la distension à l’ouest des monts Biscaye et Charcot. **(b)** Entre les anomalies C31 (~68 Ma, Maastrichtien) et C25 (~56 Ma, fin du Paléocène), toute la frontière entre l’Ibérie et l’Europe est soumise à une convergence presque N-S. **(c)** à partir de l’anomalie C25 jusqu’au moment de l’arrêt des mouvements entre l’Ibérie et l’Europe, le mouvement se fait par rapport à un pôle de rotation qui se trouve près du cap San Vicente. Ceci produit des mouvements de compression dans le domaine pyrénéen et transpression dans le golfe de Gascogne. Cependant, ce mouvement général n’est pas continu: entre les anomalies C24 (~53 Ma, base de l’éocène) et C20 (~43 Ma, Lutétien) il est pratiquement arrêté. Le mouvement reprend à l’anomalie C20 et l’arrêt définitif se produit quelque part entre l’anomalie C13 (~33 Ma, base de l’Oligocène) et C6 (~20 Ma, Burdigalien) comme en témoigne la structure de King’s Trough. \_\_\_\_\_ 29
- Figure II-3**: Les bassins oligocènes dans l’avant-pays européen et le volcanisme alcalin associé (compilation redessinée par Fidalgo Gonzalez, 2001). \_\_\_\_\_ 32
- Figure II-4**: Modèle d’ouverture du bassin Liguro-provençal (d’après (Olivet, 1996)) en utilisant les données de bathymétrie prédite (Smith and Sandwell, 1997). **(a)** disposition pré-ouverture du bassin: le bloc européen est fixe et le bloc corso-sarde a été roté pour refermer le bassin océanique présumée **(b et c)** coupes sismiques actuelles (ECORS et CROP) dans la disposition pré-ouverture du bassin, noter la différenciation entre les deux segments de marge adjacents. \_\_\_\_\_ 33

- Figure II-5:** Carte structurale synthétique du golfe du Lion (d'après Gorini, 1994; Mauffret et al., 1995; Benedicto, 1996 – modifié par Dos Reis, 2001). \_\_\_\_\_ 35
- Figure II-6:** Zone de transfert catalane (modifié par Dos Reis (2001) à partir de Mauffret et al, 2001). \_\_\_\_\_ 36
- Figure II-7:** Evolution de la subsidence le long de la marge du Languedoc-Roussillon (d'après Bessis, 1986 redessinée par Torres, 1995). En haut, coupe géologique interprétée de la plate-forme jusqu'au bassin profond (**W**: eau, **PQ**: Plio-quatenaire, **MS**:Messinien, **LM**: Miocène Inférieur). En bas, courbes de subsidence totale pour un certain nombre de puits représentatifs. La zone en gris sur chaque courbe de subsidence correspond à la couverture sédimentaire. \_\_\_\_\_ 37
- Figure II-8:** Carte d'isocontours de la surface d'érosion messinienne (Guennoc et al., 2000), avec les réseaux fluviaux établis par Lofi (Lofi, 2002)). \_\_\_\_\_ 40
- Figure II-9:** La surface d'érosion messinienne dans le domaine du plateau continental (profil ELF, d'après Dos Reis [2001]). B: Séquences sismo-stratigraphiques dans le bassin profond, profil ECORS NW (d'après Réhault (1984)) \_\_\_\_\_ 41
- Figure II-10:** Les deux principaux modèles proposés pour expliquer la crise de salinité messinienne. Le modèle de bassin profond - eau peu profonde " deep basin-shallow water model " de Hsü (Hsü et al., 1973) considère que la profondeur d'eau du bassin avant le ravinement était comparable à celle du bassin actuel. Le modèle de bassin peu profond - eau peu profonde " shallow basin-shallow water model " de Nesteroff (1973) prône des conditions initiales de dépôts dans une cuvette évaporitique peu profonde, soumise par la suite à un régime de tectonique vertical de Clauzon (1982) \_\_\_\_\_ 43
- Figure II-11:** Domaines structuraux contrôlés par la tectonique salifère déterminés par Dos Reis (2001). \_\_\_\_\_ 45
- Figure II-12:** Mésoséquences plio-quatennaires de l'éventail sous-marin du Petit-Rhône (d'après Droz, 1991). La succession verticale des unités est caractérisée dès la base du Pliocène par le passage progressif à des corps chenalisés dont l'épaisseur et le degré d'organisation augmentent vers le sommet de la séquence. Cette superposition indique une succession d'environnements sédimentaires passant d'un domaine de plaine abyssale non chenalisée à la base, à un domaine d'éventail inférieur puis moyen au sommet de la série. La mésoséquence supérieure (séries inférieure, intermédiaire et supérieure) caractérise les séries postérieures de l'éventail profond du Rhône, comportant des caractéristiques communes de complexes de chenaux-levées liés, selon l'auteur, à l'alimentation d'un canyon unique, le canyon du Petit-Rhône, et à sa migration au cours du temps. \_\_\_\_\_ 47
- Figure II-13:** **A)** Schéma du prisme sédimentaire épicontinental (P.S.E). et coupe au sondeur de sédiment 3,5kHz de l'unité rhodanienne actuelle. 1) Domaine proximal dominé par les apports chenalisés et les transits littoraux. 2) Lobe prodeltaïque (L.P.) à structures litées et bulbeuse. 3) Domaine distal à dominante pélitique et. 4) Remobilisation des dépôts. **B)** Structures acoustiques des trois domaines du P.S.E. 1) Réponse acoustique, au sondeur 3,5 kHz, du domaine sableux littoral montrant des remplissages de chenaux (R). 2) Réponse acoustique du même secteur, au sparker 1000J. 3) Stratification oblique d'échelle métrique et phénomène d'écran acoustique (" Tables ") du domaine prodeltaïque (3,5 kHz). 4) Faciès acoustiquement transparent du domaine distal (3) du P.S.E., reposant ici sur un faciès proximal à réponse acoustique de type 1 **C)** Microstructures des dépôts prodeltaïques, observées au microscope optique (M.O.) et au microscope électronique (M.E.B). 5 et 6: alternances argilo-silteuses d'échelle centimétrique à



- millimétrique; 7: minéralisations sulfurée développés ici dans un faciès bulleux (d'après Aloïsi, 1977). \_\_\_\_\_ 50
- Figure II-14:** Carte sédimentologique des sédiments de surface. P, prodelta. (Aloïsi, 1986; Got, 1973; Got et al., 1990; Monaco, 1971). \_\_\_\_\_ 51
- Figure II-15:** Relations entre les structures hydrologiques et hydrosédimentaires dans les milieux stratifiés des mers sans marée. Schéma du système turbide multicouche au large du Delta du Rhône (d'après Aloïsi et al., 1979; redessiné par Torres, 1995). \_\_\_\_\_ 52
- Figure II-16:** Domaines morpho-structuraux de l'éventail sous-marin du Petit-Rhône et organisation interne de la série supérieure. L'organisation de cette série varie selon les domaines morpho-structuraux. Elle est définie par un empilement des unités acoustiques turbiditiques spécifiques à chaque domaine, qui traduit l'évolution spatio-temporelle des axes d'alimentation (d'après Droz, 1983) \_\_\_\_\_ 55
- Figure II-17:** Coupe schématique de la position et de la chronologie de mise en place des édifices turbiditiques de la marge du golfe du Lion (redessiné par Dos Reis (2001) à partir de Droz (1991)). \_\_\_\_\_ 56
- Figure II-18:** Origine et trajectoire des masses d'air froid sur le nord du bassin méditerranéen (Fieux, 1972). \_\_\_\_\_ 58
- Figure II-19:** Bassins versants et fleuves principaux du golfe du Lion (d'après Rabineau, 2001). 59
- Figure II-20:** Circulation des masses d'eau en Méditerranée Occidentale (redessinée par Torres, 1995, d'après Millot, 1987). A) Circulation de la couche superficielle d'origine atlantique; B) Circulation de la couche intermédiaire (ou eau levantine intermédiaire; C) Circulation de la couche homogène profonde. \_\_\_\_\_ 63
- Figure II-21:** Synthèse des courants dans le Golfe du Lion (Rabineau, 2001): Circulation générale (Courant Nord - CN) - Orientation des courants à la côte liés aux vents d'est et d'ouest (flèches rouges et vertes)- Transit littoral moyen. (source CSCF, 1984; COB, 1981; Suanez, 1997)65
- Figure II-22:** Effet des canyons sur les courants. Régime stationnaire d'écoulement au dessus d'un canyon (Chérubin, 2000). (A) Le courant va d'Ouest en Est, il passe au dessus du canyon en décrivant la trajectoire représentée par la flèche. A l'entrée du canyon il plonge un peu (+: mouvement cyclonique qui correspond à une plongée des eaux), au fond du canyon il remonte (-: mouvement anticyclonique qui correspond à une remontée des eaux "upwelling") c'est le mouvement le plus marqué. Dans ce cas, le gradient de pression est vers le large et le courant s'écoule vers la droite (à cause de la force de Coriolis). (B) cas inverse: le courant va d'Est en Ouest, le mouvement de plongée est le plus marqué. Dans ce cas le gradient de pression est vers la côte, le courant s'écoule vers la gauche. Uy: vitesse du courant en fonction de la latitude; p: gradient de pression qui engendre le déplacement du courant. \_\_\_\_\_ 66
- Figure II-23:** Circulation dans le canyon du Grand Rhône liée à l'interaction courant-canyon. A) Vue de dessus montrant la circulation cyclonique du courant liguro-provençal (en noir) et le courant secondaire anti-cyclonique (en gris). B) Section dans l'axe du canyon montrant l'allure du courant secondaire dans la partie supérieure du canyon et le courant de fond dans l'axe du canyon (flèche). En pointillés: morphologie de la pente ouverte adjacente (Durrieu de Madron, 1992).\_\_ 66
- Figure II-24:** Vue schématique du Golfe du Lion mettant en évidence la circulation générale (NC, courant nord: noter la bifurcation de ce courant au niveau de la Provence avec une branche qui pénètre sur la plate-forme), les courants de turbidité (Tc), les vagues topographiques (Tw), la formation d'eau dense au large (Co) et sur la palte-forme (Cs - "cascading on the shelf"). Vents:

- Tr, Tramontane; Mi, Mistral. Montagnes: Py, Pyrénées; Al, Alpes; Mc, Massif Central. Régions: Ro, Roussillon; La, Languedoc; Ca, Camargue; Pr, Provence (Millot, 1990). \_\_\_\_\_ 67
- Figure II-25:** Représentation schématique des phénomènes induits par les vents (Mi: Mistral; Tr: Tramontane): création de six zones d' " upwelling " (1-6), circulation horizontale de surface induite (flèches blanches), et circulation de fond (flèches fines). A droite, le schéma montre l'organisation découplée des courants oscillatoires dans la couche IA (au dessus de la thermocline Th) et dans la couche IB (sous Th), et les ondes internes Iw. Noter que la circulation de fond est orientée vers le NE, en sens opposé mais d'amplitude comparable à la circulation générale. Sa vitesse moyenne est de 5cm/s. Le transport résultant estimé à partir des mesures de courant est donc faible. La circulation horizontale de surface atteint 20 cm/s à 10 mètres de profondeur et à plus de 20 km du centre de l' " upwelling " (Millot, 1990). \_\_\_\_\_ 68
- Figure II-26:** A) Déformation des orbites de houle et des profils de vitesse à l'approche du rivage sous l'influence du fond: mouvement vers le rivage au fond et en surface, vers le large au centre de la colonne d'eau avant déferlement et mouvement vers le large au fond après déferlement. B) Courants liés à la houle près de la côte (d'après Shepard and Inman, 1977). C) Basculement du profil de plage entre l'été et l'hiver lié aux houles plus fortes. D) Courants induits par une houle oblique et transport littoral (Clieque et al, 1984; Greslou, 1984). \_\_\_\_\_ 70
- Figure II-27:** Diagramme de Hjulström (1939) et de Sundborg (1956) in Friedman & Sander's (1978) (modifié par Rabineau (2001)). Relation entre érosion, transport et dépôt en fonction de la vitesse du courant et de la taille des particules. L'intersection entre la courbe de traction minimale et la courbe de suspension minimale à  $F = 2$  et  $V = 25\text{cm/s}$  signifie que les particules inférieures à  $250 \mu$  seront toujours transportées en suspension par des courants dont la vitesse est supérieure à 25 cm/s. \_\_\_\_\_ 71
- Figure II-28:** Classification stratigraphique de la partie supérieure de l'ère Cénozoïque (Haq et al., 1987). \_\_\_\_\_ 74
- Figure II-29:** Enregistrements isotopiques de l'oxygène Site 659 ODP dans l'Atlantique Nord (Zachos et al., 2001). \_\_\_\_\_ 76
- Figure II-30:** Enregistrements isotopiques de l'oxygène en Méditerranée, profils du G. bulloides a-b) Site ODP 976 et c-d) Site ODP (ODP, 1996). \_\_\_\_\_ 77
- Figure II-31:** Classification paléoclimatique continentale pour le Plio-Quaternaire (Haq et Van Erysinga, 1987; redessinée par Torres, 1995). \_\_\_\_\_ 79
- Figure II-32:** Compilation des corrélations des stades isotopiques aux glaciations de l'échelle alpine, selon plusieurs auteurs, pour les derniers 800 ka (Rabineau, 2001). \_\_\_\_\_ 80
- Figure II-33:** Compilation des corrélations entre les chronologies stratigraphique, isotopique, palynologique et glaciaire, pour les derniers 150 ka (dernier cycle glaciaire/interglaciaire) (Rabineau, 2001). \_\_\_\_\_ 81
- Figure III-1:** Localisation des feuilles des minutes de sonde fournies par le SHOM pour la compilation réalisée par le groupe de cartographie de l'IFREMER (Berné et al., 2002) et utilisée dans cette étude. \_\_\_\_\_ 88
- Figure III-2 :** Portée des sondeurs (source <www.ifremer.fr>). \_\_\_\_\_ 90
- Figure III-3 :** Résolution des sondeurs (source <www.ifremer.fr>). \_\_\_\_\_ 91
- Figure III-4 :** Précision des sondeurs. \_\_\_\_\_ 91

<b>Figure III-5</b> : Classification en fonction de la fréquence des différentes sources sismiques (Nouzé and Chauchot, 1999).	93
<b>Figure III-6</b> : Classification des différentes sismiques en fonction de la fréquence de la pénétration et de la résolution (Nouzé and Chauchot, 1999).	94
<b>Figure III-7</b> : Localisation des campagnes de l'IFREMER utilisées dans cette étude, sur un fond bathymétrique simplifié.	96
<b>Figure III-8</b> : Principe de la sismique monotraces.	97
<b>Figure III-9</b> : Dispositif d'acquisition des données sparker (d'après Nouzé and Chauchot, 1999).	98
<b>Figure III-10</b> : Sismogramme type d'un profil sparker de la campagne STRATAFORM et d'un profil SIG de la campagne MARION-2000.	99
<b>Figure III-11</b> : Spectre des fréquences d'un profil sparker de la campagne STRATAFORM et d'un profil SIG de la campagne MARION-2000.	99
<b>Figure III-12</b> : Différence entre un profil saturé (a) et non saturé (b). Noter la perte de contraste (conséquence de la saturation).	101
<b>Figure III-13</b> : Profil sparker brut (a) et traité (b) de la campagne STRATAFORM, qui met en évidence l'importance du traitement sismique pour l'interprétation des données sismiques utilisées dans cette étude.	102
<b>Figure III-14</b> : Principe de la sismique multitraces.	104
<b>Figure III-15</b> : Dispositif déployé pour la sismique 6 traces de la campagne CALMAR-97.	105
<b>Figure III-16</b> Dispositif " synchro " déployé pour la sismique SIG et 24 traces de la campagne MARION 2000.	106
<b>Figure III-17</b> : Position des forages pétroliers Tramontane, Mistral, Rascasse et Autan et lignes sismiques utilisées pour le calage.	108
<b>Figure III-18</b> : Principe du carottage Küllenbergr : (1) la descente, (2) le pilote touche le sol, (3) le tube principal s'enfonce, tandis que le piston remonte, (4) le carottier est arraché au sol par le treuil (Unterseh, 1999).	110
<b>Figure III-19</b> : Carte bathymétrique ombrée de la zone d'étude obtenue avec CARAIBES et localisation des coupes bathymétriques analysées.	112
<b>Figure III-20</b> : Schéma idéal et paramètres fondamentaux mesurés sur les coupes bathymétriques perpendiculaires à l'axe des canyons sous-marins.	113
<b>Figure III-21</b> : Description des différents échofaciès identifiés sur les enregistrements du sondeur de sédiments 3,5 kHz sur la marge du golfe du Lion (campagne CALMAR-97) (d'après Kergoat, 1998) selon la classification des échofaciès de Laine (1986).	114
<b>Figure III-22</b> : A : Terminaisons des réflexions sur une séquence de dépôts idéalisée (d'après Mitchum et al., 1977b) B : Relations entre les réflexions sismiques et les limites supérieures et inférieures de la séquence (d'après Mitchum, 1977a). (redessiné par Torres, 1995).	116
<b>Figure III-23</b> : Coupe stratigraphique schématisée d'une séquence de dépôts. Les limites de la séquence sont définies par les surfaces A et B, lesquelles passent latéralement de surfaces de discontinuité, avec troncature des strates sous-jacentes, à des surfaces conformes. Les relations	

stratigraphiques montrées en haut, sont ici reportées comme coupe chronostratigraphique à l'échelle de temps arbitraire (schéma du bas). (d'après Mitchum et al., 1977b, redessiné par Torres, 1995). \_\_\_\_\_ 117

**Figure III-24** : Facteurs, variables dans le temps, qui contrôlent directement la création, l'expression et l'organisation des séquences de dépôt (d'après Rabineau, 2001). \_\_\_\_\_ 119

**Figure III-25** : Influence des vitesses de variation des paramètres sur la géométrie et sur la disposition des corps sédimentaires. PHN : prisme de haut niveau ; IT : intervalle transgressif ; IC : intervalle condensé ; PBP : prisme de bordure de plate-forme ; PBN : prisme de bas niveau ; CSM : cône sous-marin ; LS1 : limite de séquence de type 1 ; LS2 : limite de séquence de type 2 ; SBP : surface basale de progradation associée à un intervalle condensé ; sbp : surface basale de progradation associée à un cône sous-marin ; ST : surface de transgression (Vail et al., 1987). \_ 120

**Figure III-26** : La surface de discordance de chute (point d'inflexion de chute) ( $LS_i$ ). Le prisme de bas niveau (PBN) (lowstand Systems Tract) mis en place durant la chute et le bas niveau relatif. La surface transgressive (ST). L'intervalle transgressif (IT) (Transgressive Systems Tract) correspondant à la phase de remontée du niveau relatif de la mer. La surface d'inondation maximale. Le prisme de haut niveau (PHN) (Highstand Systems Tract) mis en place en fin de montée et en haut niveau marin relatif (d'après Vail et al., 1987). \_\_\_\_\_ 120

**Figure III-27** : Architecture 2D d'une unité génétique le long d'un profil de dépôt s'étendant du domaine marin dominé par les vagues à la plaine côtière (Homewood et al., 1992). \_\_\_\_\_ 123

**Figure III-28** : Réponse stratigraphique en milieu marin à une variation cyclique périodique du niveau relatif de la mer : modèle 1D de Cross (1988) (Guillocheau, 1991). \_\_\_\_\_ 124

**Figure III-29** : Distorsion de l'expression stratigraphique de séquences par addition de deux ordres de variations cycliques, périodiques du niveau relatif de la mer (modifié de Guillocheau, 1991). a) addition de deux ordres de variations cycliques, périodiques du niveau relatif de la mer, b) distorsion de l'expression stratigraphique d'unités génétiques en environnements marins et continentaux (Guillocheau, 1995). \_\_\_\_\_ 124

**Figure III-30** : A) Réponse stratigraphique de variations cycliques à long et court terme du niveau marin relatif : surfaces remarquables - correspondance des découpages en cortèges de dépôts (Posamentier et al., 1988) et en empilement vertical des unités génétiques (Cross, 1988) (modifié de Homewood et al., 1992). B) Motif d'empilement et de distribution des sédiments des séquences à courts termes entre les domaines de "shoreface" et de plaine côtière d'après Cross (1988) modifié par Lafont (1994) et dans un système deltaïque d'après Galloway (1989) modifié par Lafont (1994). \_\_\_\_\_ 125

**Figure III-31** : A : Schéma illustrant la réponse d'un "shoreface" à une chute du niveau marin relatif et sa remontée ultérieure. SCS : "Swaley cross stratification"; HCS : "Hummocky cross stratification" (Plint, 1988). B : Séquence possible d'événements à l'origine des corps sableux linéaires à base franche érosive dans des argiles. B-1. correspond à A-2; B-2. La faible pente de la plate-forme induit des mouvements rapides et importants de la ligne de rivage en réponse à la chute du niveau marin. Quand la ligne de rivage se stabilise, les vagues érodent des dépôts de plate-forme sous-jacents ("erosional shoreface profile"). B-3. L'érosion a créé assez d'espace pour permettre à un "sharp-based shoreface" de prograder. B-4. La remontée du niveau marin relatif induit une troncature d'érosion du "shoreface" et des dépôts en amont (plaine côtière), supprimant toute trace de condition subaérienne. Une fine couche graveleuse se dépose au-dessus de la surface de transgression. Avec l'approfondissement, des argiles de plate-forme recouvrent les dépôts de "shoreface" (Plint, 1988). \_\_\_\_\_ 128

<b>Figure III-32</b> : Cercle de trajectoire de la ligne de rivage. Les flèches à l'extérieur du cercle indiquent les trajectoires les plus fréquentes. AFR : régression forcée en accrétion ; NAFR : régression forcée non-en-accrétion ; NR : régression normale ; AT : transgression en accrétion ; NAT : transgression non-en-accrétion (Helland-Hansen and Martinsen, 1996).	130
<b>Figure III-33</b> : Pour une trajectoire de la ligne de rivage donnée (trait plein), plusieurs combinaisons des gradients de la plaine alluviale et de la plate-forme sont possibles. AG : gradient de la plaine alluviale ; SG : gradient de la plate-forme (shelf), STG : gradient de la trajectoire de la ligne de rivage (shoreline trajectory gradient).(1) $AG > STG$ : accumulation de dépôts alluviaux pendant la chute du niveau marin relatif. (3) $AG < STG$ : érosion fluviale sans accommodation. (4) $SG < STG$ : diminution de profondeur des "pieds" de cliniformes au cours de la progradation. (6) $SG > STG$ : augmentation de profondeur des "pieds" de cliniformes au cours de la progradation (Helland-Hansen and Martinsen, 1996).	131
<b>Figure III-34</b> : Banc de mesure multi-paramètres (Untersch, 1999).	137
<b>Figure III-35</b> : le scissomètre.	140
<b>Figure III-36</b> : palette du scissomètre.	141
<b>Figure III-37</b> : courbe contrainte – déformation obtenue au scissomètre.	141
<b>Figure III-38</b> : ensemble de 4 oedomètres en cours d'essai.	142
<b>Figure III-39</b> : schéma d'un oedomètre.	142
<b>Figure III-40</b> : Courbe des déformations verticales en fonction du logarithme du temps	143
<b>Figure III-41</b> : schéma d'une courbe oedométrique	144
<b>Figure IV-1</b> : Coupe en profondeur du rebord de plate-forme dans la zone d'étude. On observe la variabilité: elle est minimale au droit des têtes des canyons (Cap de Creus (CC), Lacaze-Duthiers (LD), Pruvot (Pv), Bourcart (Bc) Hérault (Hr) et Sète (St)) et maximale dans l'axe des interfluves (I1, I2, ...).	148
<b>Figure IV-2</b> : Expression sismique du rebord de la plate-forme, (a) interfluves et (b) têtes de canyon érosives.	149
<b>Figure IV-3</b> : Branche du canyon Hérault montrant le fond partiellement rempli.	150
<b>Figure IV-4</b> : Canyon de Sète montrant le fond partiellement rempli.	150
<b>Figure IV-5</b> : Ligne sismique montrant le fond partiellement rempli et entaillé (en suite) du canyon Bourcart.	151
<b>Figure IV-6</b> : Bathymétrie du canyon Lacaze-Duthiers montrant le creusement vertical qui caractérise la partie des canyons présentant un fond vide.	152
<b>Figure IV-7</b> : Carte bathymétrique et coupe sismique, illustrant le fond d'une vallée secondaire, la surface remarquable et la ligne de crête.	153
<b>Figure IV-8</b> : Exemple de versant a forte pente et talus du canyon du Cap de Creus.	155
<b>Figure IV-9</b> : a) bathymétrie du champ de failles listriques présentes dans l'interfluve CCC-LD et b) profil sismique localisée en a).	156
<b>Figure IV-10</b> : Exemple de niches de décollement de glissement associées au flanc oriental du canyon de l'Hérault.	157



<b>Figure IV-11:</b> Exemple bathymétrique de gorge de raccordement à la capture des canyons Cap Creus (CCC) Lacaze-Duthiers (LDC) par le canyon de Sète (STC).	158
<b>Figure IV-12 :</b> Carte bathymétrique ombrée de l'interfluve Bc-Hr montrant la présence généralisée de " pockmarks " dans cette zone.	159
<b>Figure IV-13:</b> Vue 3-D d'une carte de pente de la zone d'étude. L'ensemble a été découpé pour réaliser des cartes à des échelles différentes en fonction des éléments analysés.	160
<b>Figure IV-14:</b> Carte morpho-structurale de la plateforme externe, pente continentale et glacis du golfe de Lion occidental.	161
<b>Figure IV-15 :</b> Carte bathymétrique ombrée de la zone d'étude et position des coupes bathymétriques analysées pour l'obtention des profils longitudinaux.	164
<b>Figure IV-16 :</b> Rupture de pente d'un profil longitudinaux et son figuré correspondant en fonction de son caractère convexe -((- ou concave -((-.	165
<b>Figure IV-17 :</b> Profil longitudinal du fond du canyon du Cap de Creus et segments identifiés.	166
<b>Figure IV-18 :</b> Profil longitudinal des flancs oriental et occidental du canyon du Cap de Creus et tronçons identifiés	169
<b>Figure IV-19 :</b> Evolution de la hauteur des deux flancs et de la largeur de la vallée majeur du canyon du Cap de Creus.	173
<b>Figure IV-20 :</b> Profil longitudinal du fond du canyon de Lacaze-Duthiers et tronçons identifiés.	175
<b>Figure IV-21 :</b> Profil longitudinal des flancs oriental et occidental du canyon du Lacaze-Duthiers et tronçons identifiés.	178
<b>Figure IV-22 :</b> Evolution de la hauteur des deux flancs et de la largeur de la vallée majeure du canyon de Lacaze-Duthiers.	181
<b>Figure IV-23:</b> Profil longitudinal du fond, flanc oriental et flanc occidental du canyon Pruvot. Tronçons identifiés et coupes bathymétriques.	183
<b>Figure IV-24 :</b> Evolution de la hauteur des deux flancs et de la largeur de la vallée majeure du canyon Pruvot.	186
<b>Figure IV-25:</b> Profils longitudinaux du fond, flanc oriental et flanc occidental du canyon Bourcart. Tronçons identifiés, coupes bathymétriques et évolution de la hauteur des deux flancs et de la largeur de la vallée majeure du canyon.	189
<b>Figure IV-26:</b> Bathymétrie de la tête du canyon de l'Hérault avec les profils longitudinaux du fond des quatre branches du canyon, tronçons identifiés dans la bathymétrie ombrée et évolution de la hauteur des deux flancs et de la largeur de la quatrième branche du canyon.	194
<b>Figure IV-27:</b> Profil longitudinal et bathymétrie ombrée correspondant au glissement majeur affectant le flanc NE de la branche principale du canyon Hérault.	197
<b>Figure IV-28:</b> Profil longitudinal du fond du canyon de Sète et zones correspondantes identifiées.	200
<b>Figure IV-29:</b> Evolution de la hauteur des deux flancs et de la largeur de la vallée majeure du canyon de Sète.	204
<b>Figure V-1 :</b> Interprétation stratigraphique proposée par Monaco (Monaco, 1971).	207

<b>Figure V-2</b> : Courbe de variation du niveau de la mer pour les derniers 34 000 ans-BP (Labeyrie et al., 1976), comparaison entre la côte ouest africaine et le plateau du Roussillon.	208
<b>Figure V-3</b> : Coupe géologique du rech Lacaze-Duthiers (Monaco, 1971 d'après Bourcart et al., 1948)	209
<b>Figure V-4</b> : Photographie des dalles rocheuses dans le cirque de tête des canyons du Lacaze-Duthierset (a) et du Cap de Creus (b) (Monaco, 1971 d'après Reyss, 1969)	209
<b>Figure V-5</b> : Interprétation stratigraphique proposée par Got (1973).	210
<b>Figure V-6</b> : Interprétation stratigraphique proposée par Aloïsi (Aloïsi, 1973-1978).	213
<b>Figure V-7</b> : Interprétation stratigraphique proposée par Aloïsi (1986). (A) Structure générale montrant le caractère cyclique des effets du glacio-eustatisme sur le remplissage sédimentaire quaternaire.(B) Structures internes d'une séquence de dépôt interstadaire constituée d'une succession d'unités prismatiques élémentaires (1, 2, 3...) dont les relations géométriques sont schématisées. Chaque unité montre les faciès prodeltaïques lités et les faciès distaux plus transparents du Prisme Sédimentaire Epicontinental.	215
<b>Figure V-8</b> : Localisation des épandages alluviaux Wurmiens au droit des principales sources d'apport. Cartographie des canyons actuels et des canyons wurmiens enfouis (d'après Aloïsi, 1986).	219
<b>Figure V-9</b> : Ensembles principaux " reconnus " par Tesson et Gensous (1990b)	220
<b>Figure V-10</b> ; Tesson, 2000	224
<b>Figure V-11</b> : Section du profil sismique ESCOMED-53 montrant les six unités sismiques majeures de Torres (Torres, 1995).	225
<b>Figure V-12</b> : Interprétation proposée par Torres (Torres, 1995) associant les unités observées et les variations du niveau marin relatif.	226
<b>Figure V-13</b> . Section d'un profil sismique montrant les unités sismiques majeures de Rabineau (Rabineau, 2001).	229
<b>Figure V-14</b> : Episodes sédimentaires récents dans le golfe du Lion établis à partir de l'analyse des données du sondeur de sédiments, imagerie et carottes (Droz et al., 2001).	232
<b>Figure V-15</b> : Carte d'échofaciès complétant le travail de Kergoat (1998) et de Droz et al. (2001).	234
<b>Figure V-16</b> : Ensemble des profils THR disponibles dans la plate-forme externe (en bleue) et profils régionaux présentés dans les figures suivantes pour montrer l'évolution régionale des discontinuités majeures (en noir).	236
<b>Figure V-17</b> : Profil 5026	237
<b>Figure V-18</b> : Profil 2097	241
<b>Figure V-19</b> : Profils 1036 et 1016	245
<b>Figure V-20</b> : Profils 1019+3037+7041	251
<b>Figure V-21</b> : Profils 4056+7091	257
<b>Figure V-22</b> : Profil 7093	263

<b>Figure V-23:</b> Profils 3032+1040+1039 _____	265
<b>Figure V-24:</b> Profil 5031 _____	269
<b>Figure V-25:</b> Profil 3034 _____	271
<b>Figure V-26:</b> Profil 0053. _____	275
<b>Figure V-27:</b> Carte d' isopaques de la D-40. _____	277
<b>Figure V-28 :</b> Conflit entre l'interprétation proposée par Torres (en haut) et celle proposée Rabineau (en bas). _____	278
<b>Figure V-29:</b> Cadre stratigraphique proposée pour cette étude. _____	279
<b>Figure V-30:</b> Bathymétrie de la partie supérieure du canyon du Lacaze-Duthiers et position du profil sismique de la figure suivante. Ligne sismique 0008 (campagne ESCOMED) sur laquelle on peut observer le remplissage progressif du flanc Ouest du canyon du Lacaze-Duthiers. ____	280
<b>Figure V-31:</b> Bathymétrie de la tête du canyon de l'Aude (aussi appelée Bourcart) avec la position des coupes présentées dans les figures suivantes et paléo ligne de rivage du DMG. ____	281
<b>Figure V-32:</b> Ligne sismique 1022 illustrant le style du remplissage de la partie supérieure de la tête du canyon (le style du remplissage serait discuté dans le chapitre VI). _____	281
<b>Figure V-33:</b> Ligne sismique 5083 montrant le style du remplissage de la partie intermédiaire de la tête du canyon. _____	282
<b>Figure V-34:</b> Ligne sismique 5089 illustrant le style du remplissage de la partie distale de la tête du canyon. _____	282
<b>Figure V-35:</b> Remplissage de la première branche du canyon de l'Hérault. _____	283
<b>Figure V-36 :</b> Bathymétrie détaillée de la zone Hérault-Sète et position des profils utilisés pour présenter la relation entre les discontinuités majeures et les gouttières érosives observées. ____	284
<b>Figure V-37 :</b> Profil 5102 _____	284
<b>Figure V-38 :</b> Profil 7085 _____	285
<b>Figure V-39 :</b> Profil 7086 _____	285
<b>Figure V-40 :</b> Détail chirp du profil 7086 _____	286
<b>Figure V-41 :</b> Profil 7087 _____	286
<b>Figure V-42:</b> Cartographie de l'évolution des gouttières érosives entre la D-70 et la D-60. ____	288
<b>Figure V-43:</b> Carte d'isohypses (temps-mstd) des sédiments compris entre la D-70 et la D-60 et carte d' isopaques (épaisseur en mstd). _____	289
<b>Figure V-44:</b> Cartographie de l'évolution des gouttières érosives entre la D-60 et la D-55. ____	290
<b>Figure V-45:</b> Carte d'isohypses (temps-mstd) des sédiments compris entre la D-60 et la D-55 et carte d'isopaques (épaisseur en mstd). _____	291
<b>Figure V-46:</b> Carte d'isohypses (temps-mstd) des sédiments compris entre la D-55 et la D-50 et carte d'isopaques (épaisseur en mstd). _____	292

- Figure V-47** : Situation des profils multitrace LRM et MARION (indiquant ceux présentés dans les figures de ce chapitre) ayant servi de lien avec les interprétations des données sparker de la plate-forme externe pour expliquer la sédimentation à l'échelle du Plio-Quaternaire et le rôle des canyons sous marins dans cet ensemble sédimentaire. \_\_\_\_\_ 293
- Figure V-48**: Surface d'érosion du Messinien sur le profil LRM-20, et empilement postérieur du Plio-Quaternaire. \_\_\_\_\_ 294
- Figure V-49**: Episode de la sédimentation Pliocène ou l'on observe. A) Position des profils et cartographie des trois domaines morphologiques (plateau, pente et glacis) actuels et fossiles (en bleu). B) Profil LRM-20 avec la position du plateau, la pente et le glacis de l'époque (position en A). C) Profil en profondeur pour montrer les domaines morphologiques (plateau, pente et glacis) actuels et fossiles (en bleu). D) Profil LRM-7 (qui découpe la pente de l'époque) et qui montre l'absence des canyons sous-marins. E) Courbe de variation du niveau marin avec la position de l'épisode regardé dans cette figure (en bleu) \_\_\_\_\_ 295
- Figure V-50**: Systèmes canalisés qui viennent se mettre en place sur la pente pliocène dans la première étape de sa construction sans que l'on observe d'éléments érosifs comparables aux canyons sous-marins actuels (Profil LRM-7) . \_\_\_\_\_ 297
- Figure V-51** Séries qui viennent remplir la pente actuelle (glacis de l'époque) avec des réflecteurs subhorizontaux sans aucune trace d'érosion majeure (bleu) et la grande surface d'érosion (noir) témoignant des glissements qui découpent l'ensemble sédimentaire parallèlement à la marge. \_\_\_\_ 298
- Figure V-52**: Episode de la sédimentation Pliocène à 2.6 Ma . A) Profil LRM-20 avec la position du plateau, la pente et le glacis de l'époque (position en B). B) Position des profils et cartographie des trois domaines morphologiques (plateau, pente et glacis) actuels et fossiles (en vert). C) Profil en profondeur pour montrer les domaines morphologiques (plateau, pente et glacis) actuels (en noir) et fossiles (en vert). D) Courbe de variation du niveau marin avec la position de l'épisode regardé dans cette figure (en vert). E) Profil LRM-7 (qui découpe la pente de l'époque) et qui montre l'apparition des canyons sous-marins. \_\_\_\_\_ 299
- Figure V-53**: Ensemble de la sédimentation Plio-Quaternaire. A) Profil LRM-20 avec la position des deux discontinuités majeures (D-0 et D-1). B) Position des profils et cartographie des trois domaines morphologiques actuels (plateau, pente et glacis). C) Courbe de variation du niveau marin du Plio-Quaternaire avec la position des deux discontinuités majeures (D-0 et D-1). D) Profil LRM-7 qui montre l'absence des canyons sous-marins avant la D-0 \_\_\_\_\_ 302
- Figure V-54**: Ensemble de la sédimentation du Plio-Quaternaire. A) Profil 6029 qui découpe l'ensemble de la pente continentale actuelle. B) Position du profil et cartographie des trois domaines morphologiques (plateau, pente et glacis). C) Courbe de variation du niveau marin du Plio-Quaternaire (site-659) et position des discontinuités D-0 et D-1. \_\_\_\_\_ 304
- Figure V-55**: Exemples de corrélation vers le bas de pente des derniers épisodes sédimentaires et glissement parallèle à la marge. \_\_\_\_\_ 306
- Figure V-56** : Carte montrant l'intégration des données de terrain (anciennes carottes, forages et nouvelles carottes) dans la grille de lignes sismiques existantes (en noir les profils présentés dans les figures). \_\_\_\_\_ 307
- Figure V-57** : Profil bathymétrique du flanc de l'Herault et profil sismique avec position des carottes MAKS-003, MAKS-006, MAKS-012, MAKS-013 et MAKS-014. \_\_\_\_\_ 308
- Figure V-58** : Log extensif de MAKS-003. \_\_\_\_\_ 308

- Figure V-59** : Log synthétique des carottes MAKS-003, MAKS-006, MAKS-012, MAKS-013 et MAKS-014 et position des échantillons pour l'analyse des propriétés mécaniques et des datations ..... 309
- Figure V-60**: Résultats des essais oedométriques où on représente l'indice de vide en fonction de la charge ce qui permet de déterminer la pression de préconsolidation  $\sigma_{V_0}$  pour les carottes MAKS-06, MAKS-12 et MAKS-13. .... 310
- Figure V-61** : Point de départ - modèle à deux "ensembles sédimentaires" établi à partir du profil sismique5086. .... 311
- Figure V-62** : Résultat des calculs successifs pour établir la nouvelle surface à partir du facteur de sécurité, on observe comment progressivement les flancs majeurs du canyon deviennent instables si il y a présence d'une incision axiale. .... 312
- Figure V-63**:Log synthétique des forages disponibles dans la plate-forme continentale du golfe du Lion (d'après Lofi, 2002). .... 312
- Figure VI-1** : Schéma montrant les trois parties principales des canyons sous-marins : tête, partie intermédiaire et partie terminal ainsi que les caractéristiques moyennes du fond et des flancs des trois parties. .... 315
- Figure VI-2**: Coupe bathymétrique réalisée le long du rebord de plate-forme. On observe qu'elle n'a pas une profondeur constante mais une profondeur limite. Systématiquement on trouve une profondeur moindre dans les têtes et une profondeur supérieure dans les interfluves; les valeurs se situant entre 90 et 180 mètres de profondeur. .... 316
- Figure VI-3**: Comparaison entre A) Modèle rétrogressif (Pratson, Coakley et al. 1996) et B) Les têtes centrales du canyon de l'Hérault, exemples les plus clairs d'érosion rétrogressive dans la partie supérieure du canyon induite par l'érosion de l'incision axiale. .... 317
- Figure VI-4**: Carte bathymétrique ombrée où l'on observe (i) deux types de réponse à l'épisode de connexion fluviale du LGM (tête méandriforme du canyon de Bourcart et les deux branches Hr-2 et Hr-3 du canyon de l'Hérault) (ii) le remplissage de la première branche du canyon de l'Hérault...et la relation avec la ligne du rivage du LGM. .... 318
- Figure VI-5**: Profils longitudinaux des flancs orientaux et occidentaux des canyons qui mettent en évidence la forte asymétrie de la partie intermédiaire des canyons étudiés. .... 320
- Figure VI-6**: Profil anormalement convexe de la quatrième branche du canyon de l'Hérault. \_\_\_ 322
- Figure VI-7**: Glissement affectant le flanc Est du canyon de l'Hérault, on voit comment le glissement conditionne fortement l'évolution du flanc. .... 323
- Figure VI-8**: Capture par déversement des canyons de l'Aude et Pruvot par le canyon de Lacaze-Duthiers. A) Profils longitudinaux, B) Bathymétrie de la zone des captures et C) Bathymétrie ombrée avec les cours des canyons avant et après capture. .... 326
- Figure VI-9**: Types principaux des terrasses fluviales: (a) étagées et (b) emboîtées. .... 329
- Figure VI-10**: Exemple sismique pour discuter le terme "terrasse" en milieu sous-marin et proposer le terme "terrasse sous-marine" en espérant refléter (i) un trait morphologique ressemblant au milieu fluviale terrestre, (ii) la différence de dépôt exprimée par la relation entre le dépôt des plumes et le cours turbide qui creuse l'incision axiale et (iii) la non relation (ou très faible) avec le niveau de base. .... 329



<b>Figure VI-11</b> : Schéma de mise en place du motif sédimentaire élémentaire PI-PII proposé par Rabineau et deux exemples sismiques dans la zone d'étude. _____	331
<b>Figure VI-12</b> : Exemple des dépôts de pente qui enregistrent l'alternance entre faciès lités de haute et basse amplitude. _____	332
<b>Figure VI-13</b> : Taux de sédimentation moyen pour l'ensemble de la zone. _____	333
<b>Figure VI-14</b> : Zone à forte érosion sous-marine au pied du prisme sableux (PII) de l'épisode correspondant à la D-50, où des sédiments structurés en vagues (enveloppe rose) se sont déposés postérieurement. (A) zone à forte érosion sous-marine au pied du prisme sableux (PII) de l'épisode correspondant à la D-60 (B) et position des deux profils. _____	335
<b>Figure VI-15</b> : Erosion sous-marine de plus de 20 mètres (en rouge sur les deux images) au pied du prisme sableux (PII) de l'épisode correspondant au dernier maximum glacial (en jaune dans la première image), dans l'interfluve des canyons Hérault et Sète. _____	336
<b>Figure VI-16</b> : Courbes de niveaux marin pour les derniers 450000 ans, la compilations a été faite par Rabineau pour ses travaux de 2004. Sur la courbe sont places les discontinuités majeurs cartographies pour cet période de temps. _____	337
<b>Figure VI-17</b> : Courbe de variation du niveau marin du Site 659 (Zachos, Pagani et al. 2001) où on peut observer les trois grands époques de sédimentation en relation avec les principaux changement d'amplitude du niveau marin. _____	338
<b>Figure VI-18</b> : Courbe de variation du niveau marin du Site 659 (Zachos, 2001) où on peut observer comment les épisodes majeurs (apparition et augmentation des dimensions des canyons sous-marins) coïncident avec les principaux changement d'amplitude du niveau marin. _____	339
<b>Figure VI-19</b> : Mécanisme d'évolution des canyons sous-marins (Baztan et al., 2004). _____	391
<b>Figure VI-20</b> : Situations produisant des écoulements non uniformes et la matrice d'accélération proposées par Kneller (Kneller 1995) _____	392
<b>Figure VI-21</b> : Bathymétrie du canyon de l'Indus et coupes bathymétriques illustrant sa morphologie en détail avec des nombreuses « terrasses ». _____	394
<b>Figure VI-22</b> : Canyon du Zaïre : connexion avec la rivière, bathymétrie détaillée et coupe représentative (Babonneau, Savoye et al. 2002). _____	395
<b>Figure VI-23</b> : Interprétation du canyon du Zaïre proposée par Cramez et al. (2000). _____	396
<b>Figure VI-24</b> : Canyon de l'Amazonie : position actuelle de la rivière et de son l'édifice turbiditique construit pendant les bas niveaux quand la connexion fleuve-canyon permettait le transfert des sédiments continentaux vers le bassin profond. _____	397
<b>Figure VI-25</b> : Profil longitudinal du thalweg du système canyon-chenal du Rhône et coupes bathymétriques dans la partie haute du canyon pour illustrer l'évolution morphologique (d'après Torres, 1995) _____	398
<b>Figure VI-26</b> : Canyon du Danube, à 100 km de l'embouchure du fleuve, il entaille le plateau continental pendant plus de 20 km (Popescu, et Popescu et al., 2004). _____	399
<b>Figure VI-27</b> : Modèle de Reading et Richards (1994) _____	401

**Figure VI-28** : Extrait du profil 6029 ou on voit la différence au cours du temps et les implications au niveau de la pente du caractère actif ou inactif des canyons sous-marins. La position et légende du profil peuvent être regardées dans le chapitre précédent. \_\_\_\_\_ 402

**Figure VI-29** : Modèle de fonctionnement proposé... \_\_\_\_\_ 405

